# Abschlussbericht zum Vorhaben 03G0292A – ICECARB

Zum Verständnis von Karbonatplattformen in der Eiszeitwelt

Ausfahrt SO292

## Teil I: Kurzbericht

Christian Betzler, Sebastian Lindhorst, Christian Hübscher, Thomas Lüdmann
(Institut für Geologie und Institut für Geophysik der Universität Hamburg)

## I. Kurzdarstellung des Vorhabens

### I.1 Aufgabenstellung

Das übergeordnete Ziel dieses Vorhabens war es, die Hypothese zu verifizieren, dass tropische Karbonatplattformen seit dem Beginn der mittleren und späten miozänen globalen Abkühlung in hohem Maße von Meeresströmungen gesteuert werden, d.h. dass sich die modernen Karbonatplattformen in einem "Eishauswelt-Modus" befinden. So lag der Fokus der Untersuchungen darauf das Verständnis des Schrumpfens von Karbonatplattformen zu verbessern, rezente und jüngste Ablagerungsprozesse von Karbonatplattformen zu erfassen, die Sedimentvariationen im Hinblick auf die Exposition der Karbonatbänke gegenüber Strömungen und Wind zu dokumentieren, sowie die Wassermassenschichtung und –dynamik um Karbonatplattformen zu analysieren.

### I.2 Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde

Das Vorhaben hatte im Zusammenhang mit der Ausfahrt SO292 einen multidisziplinären Ansatz. Folgende Komponenten wurden dabei abgedeckt: Sedimentologie, Hydroakustik, Reflexionsseismik, Ozeanographie und Geochemie. Es war während der Ausfahrt geplant ein ROV einzusetzen, welches allerdings aufgrund technischer Schwierigkeiten die zu einem Totalausfall führten, nicht zum Einsatz kam. Daher wurde als Ersatz das bordeigene OFOS eingesetzt. Im Rahmen des Projekts war eine Stelle bewilligt.

### I.3 Planung und Ablauf des Vorhabens

**Tab. I.3-1.** Balkenplan des Vorhabenablaufs.

| Jahr | 2022 | | | | | | | | | | | | 2023 | | | | | | | | | | | | 2024 | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Monate | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| | Vorbereitung | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | Stelle | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | SO292 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | Datenauswertung und -Interpretation | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | FB. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | Proz. Hydroakustik | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | Proz. Seismik | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | Probenaufbereitung | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | Probenanalyse | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | Interpr. Geophys. Daten | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Model Sedimentologie | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Datenintegration | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Manuskr., Archiv. | | | | | |

Der tatsächliche Projektablauf entspricht inhaltlich dem geplanten Ablauf (Tab. I.3.1). Bis jetzt sind zwei Arbeiten zum Vorhaben publiziert, ein Manuskript wurde eingereicht und befindet sich noch in Begutachtung.

## I.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand an den angeknüpft wurde

Das Gebiet des Queensland Plateaus (Nordost Australien) wurde ausgesucht, um die dem Vorhaben zugrunde liegenden Hypothesen zu testen, da von dort Kerne vorliegen, die während des Ocean Drilling Program Leg 133 erbohrt wurden. So gab es im Vorfeld der Ausfahrt SO292 eine solide stratigraphische Gliederung, die es erlaubte die akquirierten seismischen und hydroakustischen Daten in ein Altersmodell einzuhängen.

Während des letzten Jahrzehnts haben Studien gezeigt, dass Meeresströmungen ein wichtiger Faktor sind, welcher die Fazies und Stratigraphie von Karbonatplattformen beeinflusst: Meeresströmungen haben sich als ein Hauptfaktor für das Ertrinken von Karbonatplattformen erwiesen, aber auch als ein wichtiger Kontrollfaktor für die Hangsedimentation von Karbonatplattformen, was sich letztlich auch auf die Plattformstratigraphie auswirkt. Tatsächlich sind mit Ausnahme der GBB alle großen isolierten Karbonatplattformen und -komplexe im Weltozean, wie die Malediven, die Karbonatbänke im Südchinesischen Meer, das Queensland- und das Marion-Plateau, während des Neogens der Einwirkung von Strömungen ausgesetzt gewesen und im Laufe der Zeit geschrumpft.

Die Elemente, die das moderne Klima- und Ozeanzirkulationssystem kennzeichnen, wurden während des Neogens etabliert. Die bipolare Vergletscherung der Erde ist gekennzeichnet durch einen permanenten antarktischen Eisschild und ephemere Eisschilde auf der Nordhalbkugel, die von orbitalen Schwankungen abhängen. Die Etablierung der großen ostantarktischen Eisschilde führte zu einem global steileren meridionalen Temperaturgradienten, der Drucksysteme und Ozeanzirkulationen intensivierte.

Die im Vorhaben realisierten Resultate zeigen auf, wie eine Karbonatplattform während des Miozäns auf den globalen Klimatrend reagiert. Die Intensivierung der wind-gesteuerten ozeanischen Oberflächenströmungen beeinflussten dabei die neritische Karbonatproduktion und die Sedimentation um die Plattform in der Art, dass diese partiell ertrank. Die zeitliche Koinzidenz der von uns auf dem Queensland Plateau aufgezeigten Entwicklung mit denen von anderen Karbonatplattformen aufgezeigten Um-schwünge lassen die Aussage zu, dass hier ein globales Signal zu beobachten ist. Weiter wurden die Bioherme im Inneren einer mesophotischen Karbonatplattform anhand von hydroakustischen und sedimentologischen Daten charakterisiert. Das Verständnis des Zerfallens einer Karbonatplattform wurde durch unsere Studie zur Tregrosse Bank verbessert, vor allem in Bezug auf die Frage wie unterschiedliche Prozesse interagieren.

## I.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Das Kernlager von MARUM war freundlicherweise wieder bereit die Schwerelote, die während dieser Ausfahrt gewonnen wurden, aufzunehmen. Auch wurden wir dort bei der Durchführung der XRF Scans sehr gut unterstützt. Im Projekt wurde mit Kollegen aus Australien (Prof. Webster, Dr. Beaman), aus Spanien (Dr. Reolid) sowie Saudi Arabien (Dr. Petrovic) kooperiert.

# Abschlussbericht zum Vorhaben 03G0292A – ICECARB

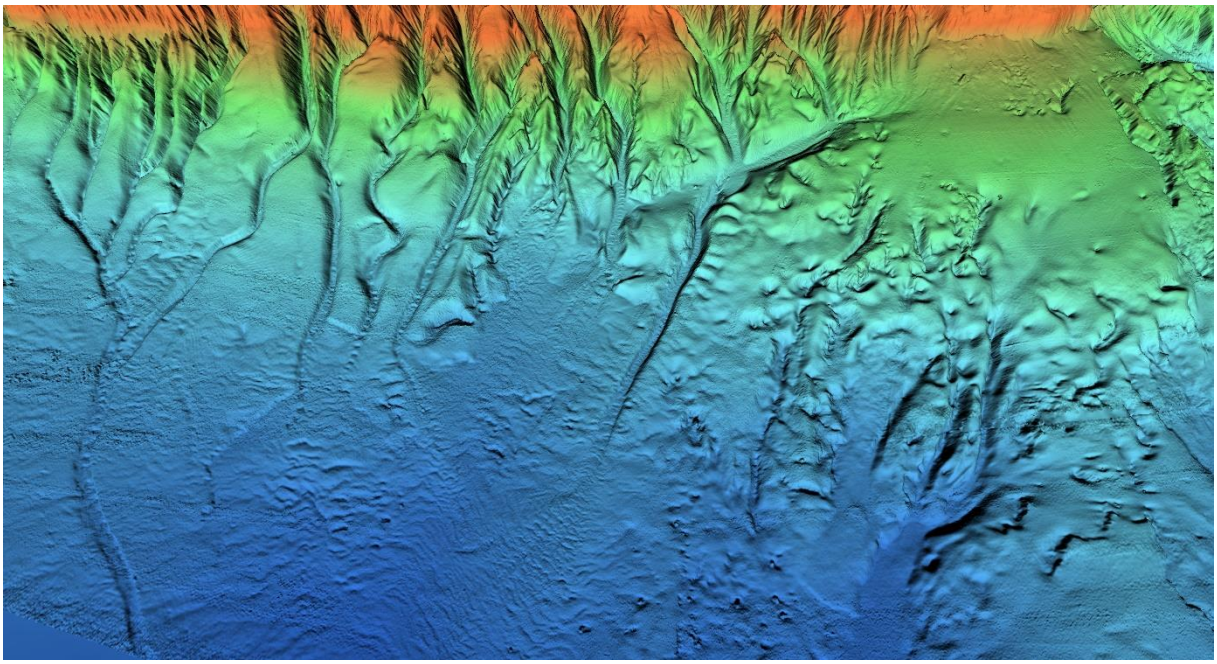
Zum Verständnis von Karbonatplattformen in der Eiszeitwelt

Ausfahrt SO292

## Teil II: Eingehende Darstellung

Christian Betzler, Sebastian Lindhorst, Christian Hübscher, Thomas Lüdmann

(Institut für Geologie und Institut für Geophysik der Universität Hamburg)



Submarine Landschaft südlich der Tregrosse Bank (Nordost Australien)

## Inhaltverzeichnis

II Eingehende Darstellung des Projekts ..... 1
II.1 Erzielte Ergebnisse ..... 1
II.1.1 Charakterisierung des partiellen Ertrinkens einer Karbonatplattform ..... 1
II.1.2 Rezente Karbonatproduktion: ein neuer *Halimeda*-Mound Typ ..... 7
II.1.3 Zerfallen einer tropischen Karbonatplattform ..... 9
II.1.4 Tiefwasser-Rinnensysteme des Queensland Plateaus ..... 14
II.1.5 Strömungsregime westlich von Tregrosse Bank (ADCP Messungen) ..... 18
II.1.6 Zitierte Literatur ..... 20
II.2 Positionen des zahlenmäßigen Nachweises ..... 22
II.3 Notwendigkeit und Angemessenheit der geleisteten Arbeit ..... 22
II.4 Verwertbarkeit der Ergebnisse ..... 22
II.5 Fortschritte bei anderen Stellen ..... 23
II.6 Erfolgte oder geplante Veröffentlichungen ..... 23

## Anlagen

A.1 III. Erfolgskontrollbericht
A.2 IV. Berichtsblatt
A.3 Fahrtbericht Ausfahrt SO292
A.4 Publikation Marine Geology (seismische Stratigraphie)
A.5 Publikation Coral Reefs (*Halimeda* Bioherme)
A.6 Publikation Marine Geology (Hanginstabilitäten einer Karbonatplattform)

# II Eingehende Darstellung des Projekts

## II.1 Erzielte Ergebnisse

### II.1.1 Charakterisierung des partiellen Ertrinkens einer Karbonatplattform

Eine Arbeit zu diesem Fragenkomplex wurde in der Zeitschrift MARINE GEOLOGY publiziert (Betzler et al., 2024a). Es wird dort gezeigt, dass die Karbonatplattformen des Queensland-Plateaus zwischen 12,6 und 13,7 Ma teilweise ertranken. Diese Entwicklung geschah zeitgleich mit dem Beginn einer strömungskontrollierten Sedimentation. Die Reliktplattformen, welche die Basis der heute noch aktiven Plattformen bilden, wurden in zwei Schritten gebildet. Nach dem partiellen Ertrinken einer räumlich ausgedehnten Plattform etablierte sich ein System mit kleineren Hügelstrukturen. Vor etwa 3,7 Millionen Jahren kam es zu einem Umschwung, und es entstanden Plattformen mit einem höheren Relief und flacher Oberfläche. Es wird vorgeschlagen, dass die geologische Geschichte des Queensland-Plateaus ein weiteres Beispiel für eine Karbonatplattform ist, die während ihrer Entwicklung durch Meeresströmungen gesteuert wurde. Im Folgenden wird eine Synthese der relevanten Aspekte dieser Publikation vorgestellt.

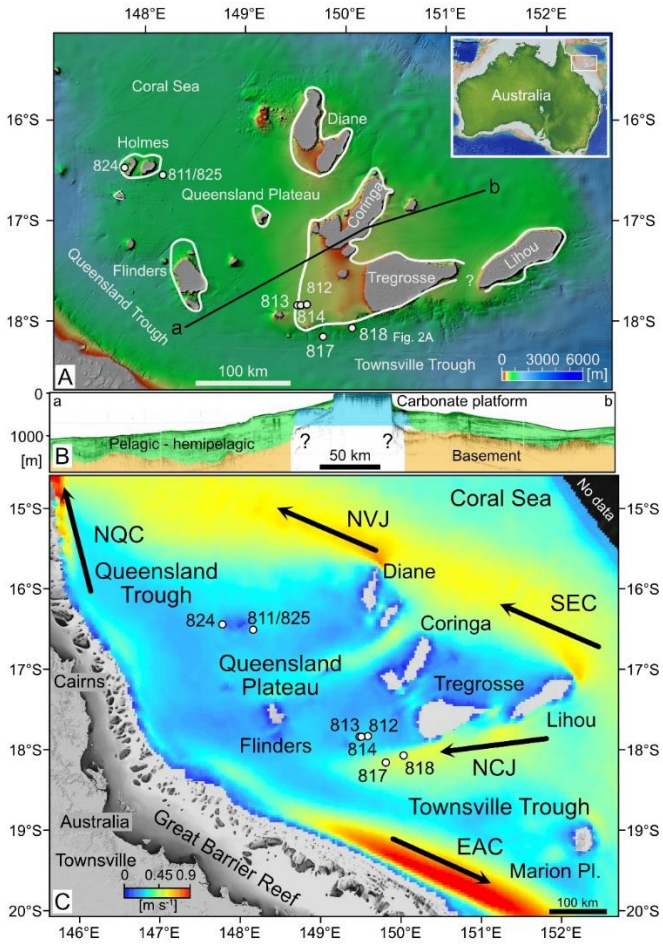



**Abb. II.1.1.1 A:** Lage des Queensland Plateaus mit Umriss der ertrunkenen Karbonatplattform (weiße Linie) und Profilschnitt durch das Plateau entlang der Linie a-b (**B). C:** Strömungsgeschwindigkeiten und -richtungen auf dem Queensland und dem Marion Plateau für das Jahr 2011. Die Daten wurden von https://extraction.ere-efs.aims.gov.au/ extrahiert (Download am 9. August 2023). Strömungen nach Choukroun et al. (2010). Bathymetrie aus australischen gbr100-Daten (Beaman, 2010). EAC: Ostaustralischer Strom; NCJ: Nordkaledonien-Strom; NQC: Nord-Queensland-Strom; NVJ: Nord-Vanuatu-Jet. Abbildung aus Betzler et al. (2024a).

Das seismische Profil P05 erstreckt sich über ca. 100 km in west-östlicher Richtung und umfasst die inneren Teile der Tregrosse Bank, ihren Hang und die Periplattform-Abfolge (Abb. II.1.1.2). Die ODP Sites 813 und 814 befinden sich im westlichen Teil der Linie. Das seismische Signal ist in den oberen 600 - 800 ms TWT gut, im unteren Teil der Abfolge jedoch abgeschwächt. Dies ist in Bereichen der Fall, die durch subvertikale

Strukturen gekennzeichnet sind, die als Beleg für aufsteigende Fluide (Kamine) interpretiert werden. Einige dieser Kamine sind mit gestapelten v-förmigen Verbiegungen der seismischen Reflexionen verbunden, die wiederrum am Meeresboden mit kreisförmigen Bodenvertiefungen verbunden sind. Örtlich wird der Top des Basements bei 1400 - 1600 ms TWT abgebildet ("Basement Top", BT).

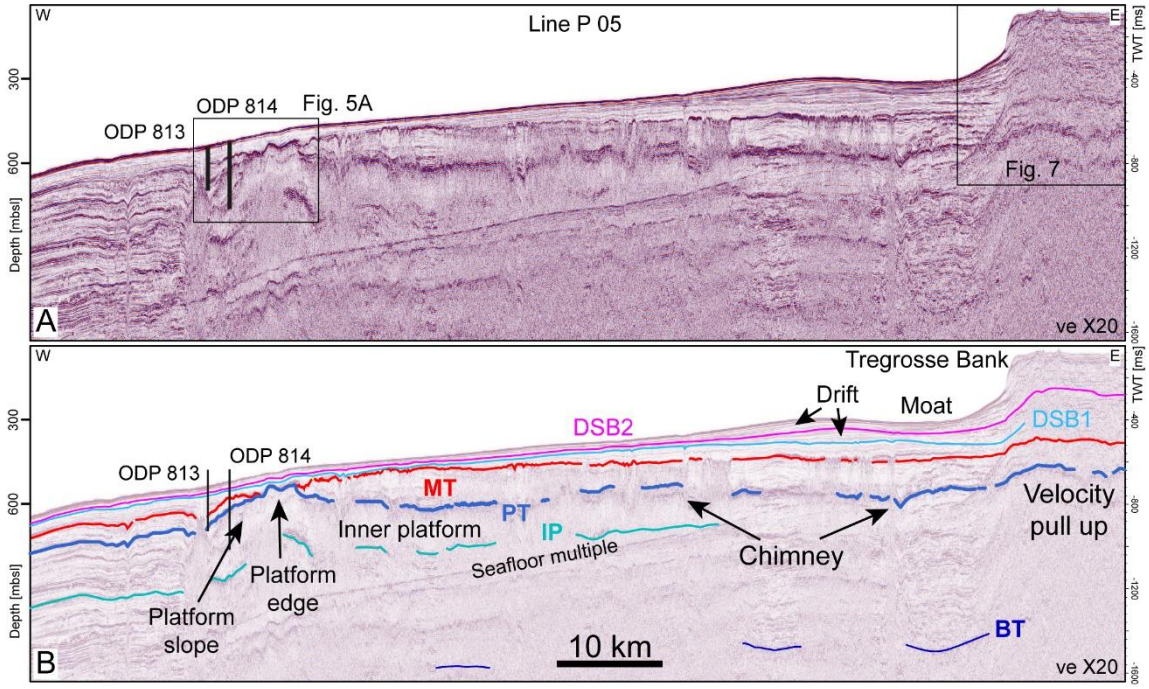



**Abb. II.1.1.2**: Das seismische Profil P05 zeigt die Stratigraphie der Karbonatplattform des Queensland Plateaus. Der PT Horizont zeigt das Ertrinken der miozänen Plattform an. Beachte das Auskeilen des Sedimentkörpers im Hangenden bei ODP Sites 813 und 814. Dieser Keil wird als Driftsedimentkörper interpretiert. Der MT Horizont entspricht dem Einsetzen der modernen Konfiguration der Reliktplattform. Plattformsedimente verzahnen sich beckenwärts mit Driftsedimenten. Aus Betzler et al. (2024a); dort sind auch die Detailabbildungen 5A und 7 zu finden. Abb. 7 wird hier auch als Abb. II.1.1.4 gezeigt.

Beckenwärts, d. h. westlich von Tregrosse Bank, ist das seismische Abbild unterhalb eines Horizonts mit einem starken akustischen Impedanzkontrast stark abgeschwächt. Dieser Horizont ist unregelmäßig und liegt in einer Tiefe zwischen 700 und 800 ms TWT. Diese Oberfläche entspricht dem, was als Oberfläche der Karbonatbank beschrieben wurde, die während des Miozäns größere Teile des Queensland Plateaus bedeckt (Davies et al., 1989, 1991), und wird hier als "Plattform Top"-Horizont (PT) bezeichnet. Der Rand dieser Plattform befindet sich östlich von Site 814 (Abb. II.1.1.2). Die plattforminternen Geometrien sind, mit Ausnahme eines Horizonts der hier als "Intra Plattform"-Horizont (IP) bezeichnet wird, in den seismischen Linien aufgrund der Maskierung durch den Horizont PT aber auch durch die Meeresbodenmultiple schlecht abgebildet. Daher können plattforminterne Horizonte nur lokal verfolgt werden.

Auch im Inneren der Tregrosse Bank ist das seismische Abbild deutlich abgeschwächt, vor allem unterhalb der hochamplituden Reflexion des PT-Horizonts, aber auch überlagert von den Meeresbodenmultiplen (Abb. II.1.1.2). Nichtsdestotrotz ist der PT-Horizont unterhalb der Tregrosse Bank immer noch nachweisbar und erscheint als unregelmäßiger

Horizont, ähnlich wie im Westen der Bank. Eine Verschiebung dieses Horizonts um ca. 150 ms TWT nach oben im zeitmigrierten seismischen Abschnitt wird als Ausdruck einer höheren Intervallgeschwindigkeit der Abfolge im Inneren der Bank (Zementation?) im Vergleich zur Wassersäule gedeutet (velocity pull up).

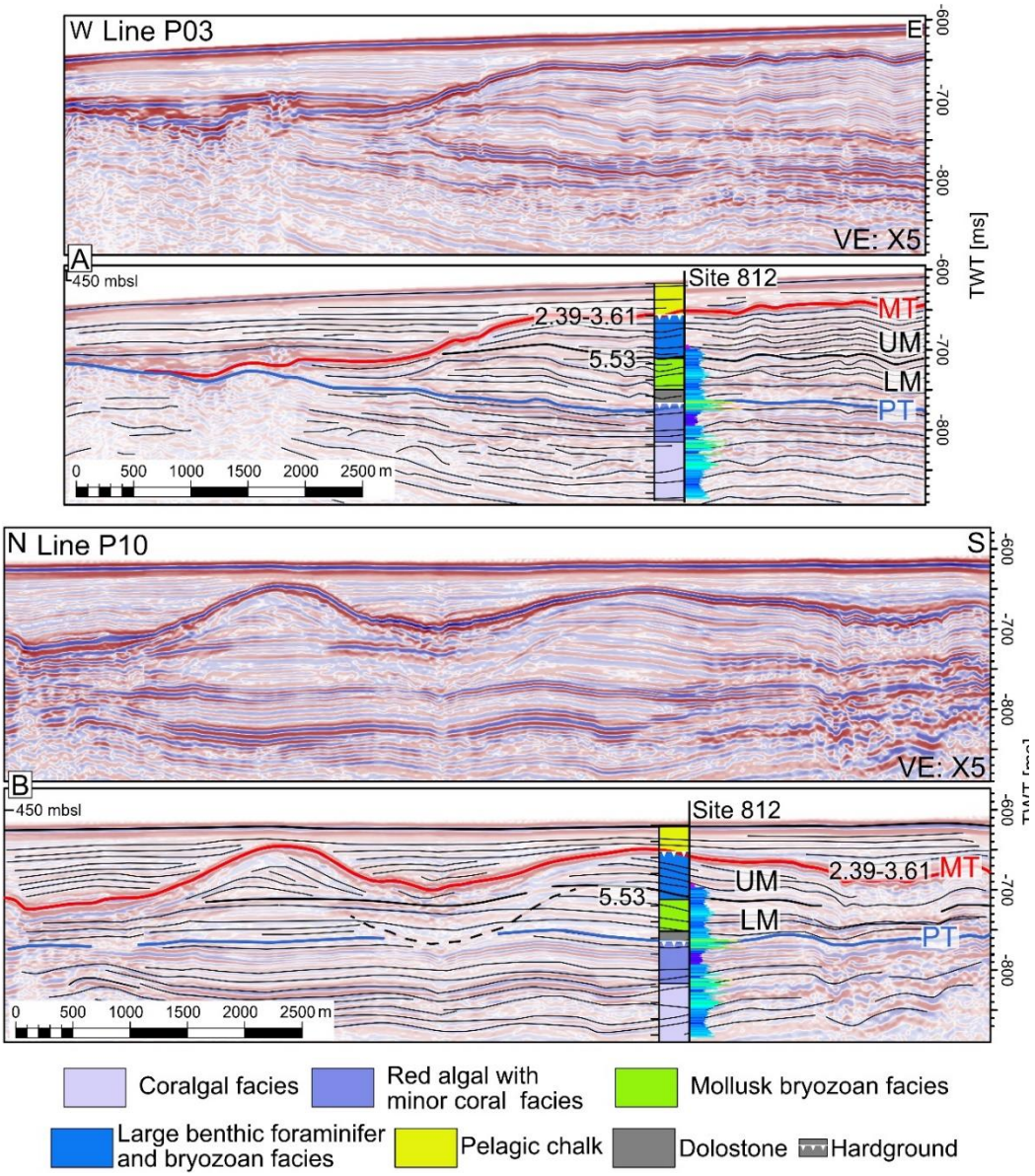



**Abb. II.1.1.3:** A: Seismisches Profil P03, welches proximal zum Rand der ertrunkenen miozänen Plattform verläuft. Dargestellt sind auch die Hauptfazies des ODP Sites 812 und das dort gemessenen Gammastrahlenlog. Beachte das Ausdünnen des durch die Horizonte PT und MT begrenzten Schichtpakets nach Westen, also beckenwärts. B: Senkrecht zu P03 verlaufendes Profil P10 mit Moundstrukturen. Die gestrichelte Linie zeigt die Peg-Leg Multiple an. PT: Plattform Top, MT: Mound Top; LM: unteres Moundpaket; UM: oberes Moundpaket. Aus: Betzler et al. (2024a).

Über dem PT-Horizont folgt ein gut geschichtetes Intervall, das in Richtung des erhöhten Randes der darunter liegenden ertrunkenen Plattform ausdünnt (Abb. II.1.1.2). Dieses Schichtpaket wird zum Hangenden von einem Horizont begrenzt, der in einem Nord-Süd liegendem Profil einen wellenförmigen Verlauf hat (Abb. II.1.1.3). Die Sedimentkörper

werden daher als submarine Dünen oder Hügel interpretiert, und die Obergrenze dieses Sedimentpakets wird hier als "Mound Top"-Horizont (MT) bezeichnet. Die Moundkörper haben eine Breite von ca. 1,8 km und eine Höhe von ca. 100 m. Die Mound-internen Reflexionen sind in zwei Einheiten unterteilt. Eine untere Einheit besteht aus diskontinuierlichen, subparallelen Schichten und eine obere Einheit aus konvex nach oben geneigten Schichten, die in einem südwärtigen Progradationsmuster angeordnet sind.

Es gibt mehrere Anzeichen dafür, dass die Moundstrukturen unter dem Einfluss von Bodenströmungen gebildet wurden. Zum einen ist die großmaßstäbliche Mound-interne Schrägschichtung zu nennen. Weiter bestehen die Mounds aus Floatstones mit häufigen Bryozoen und benthischen Großforaminiferen (Betzler, 1997). Daher sind die Mounds insgesamt vergleichbar mit paläogenen Bryozoen-Mounds, die in Dänemark vorkommen. Von dort wird beschrieben, dass das Hauptströmungssystem auf die steile Flanke der Mounds trifft, wo bevorzugte Bedingungen für das Wachstum von Bryozoen herrschen, d. h. die Progradation der Hügel erfolgte gegen die vorherrschende Bodenströmung (Anderskouv et al., 2007, Bjerager & Surlik, 2007). Im Falle des Queensland Plateaus wäre hier eine nordgerichtete Strömung als Kontrollfaktor zu nennen. Die zeitgleich zu den Mounds vor der Kante der ertrunkenen Plattform abgelagerten Sedimente weisen zudem die Charakteristika einer "mounded drift" auf.

Der MT Horizont amalgamiert im Bereich östlich des Randes der ertrunkenen Plattform mit dem PT-Horizont. Dies wird als Resultat einer Erosion bzw. Omission interpretiert.

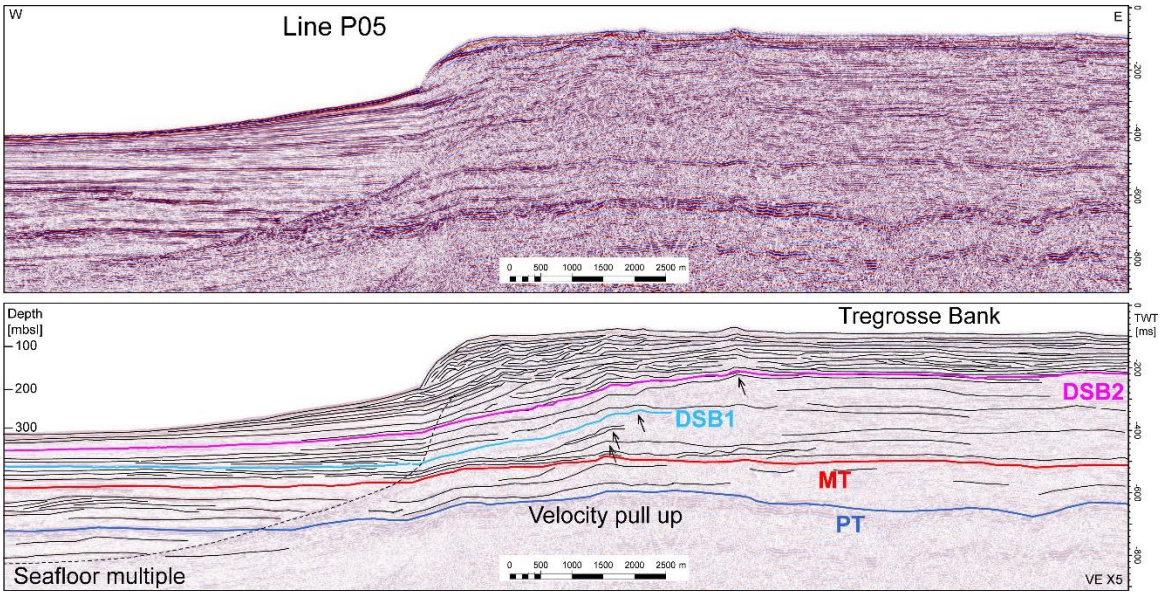



**Abb. II.1.1.4:** Detail des seismischen Profils P05. Die Einheit, die von den Horizonten PT und MT begrenzt wird verläuft im Bereich der inneren Plattform mit kaum veränderter Mächtigkeit. Darüber war die Plattform zunächst durch ein aggradierendes bis retrogradierendes Wachstumsmuster gekennzeichnet, bevor über DSB2 eine Progradation stattfand. Aus Betzler et al. (2024a).

Westlich von Tregrosse Bank ist die Abfolge, die den MT-Horizont überlagert durch eine Reihe von kontinuierlichen Reflexionen mittlerer Amplitude gekennzeichnet, die in drei konkaven, 15 bis 17 km breiten Körpern angeordnet sind. Diese Körper sind etwa 60 ms TWT (ca. 55 m) mächtig und dünnen nach Westen am ODP Site 812 auf etwa 30 m aus (Abb. II.1.1.2). Nach Osten, unter der Tregrosse Bank nimmt diese Schichtenfolge an

Mächtigkeit zu (Abb. II.1.1.2, II.1.1.4) und geht dort in Clinoforme über, die als Plattformhangablagerungen interpretiert werden. Das Ablagerungssystem zu dieser Zeit wird angesichts der unterschiedlichen stratigraphischen Stapelungsmuster als eine Plattform interpretiert, deren Flanken von Konturströmungen umflossen werden. Die konkaven Körper sind die unter diesem Strömungsregime gebildeten Driftkörper, die von der Plattformflanke durch Strömungsrinnen (moats; Abb. II.1.1.2) getrennt sind.

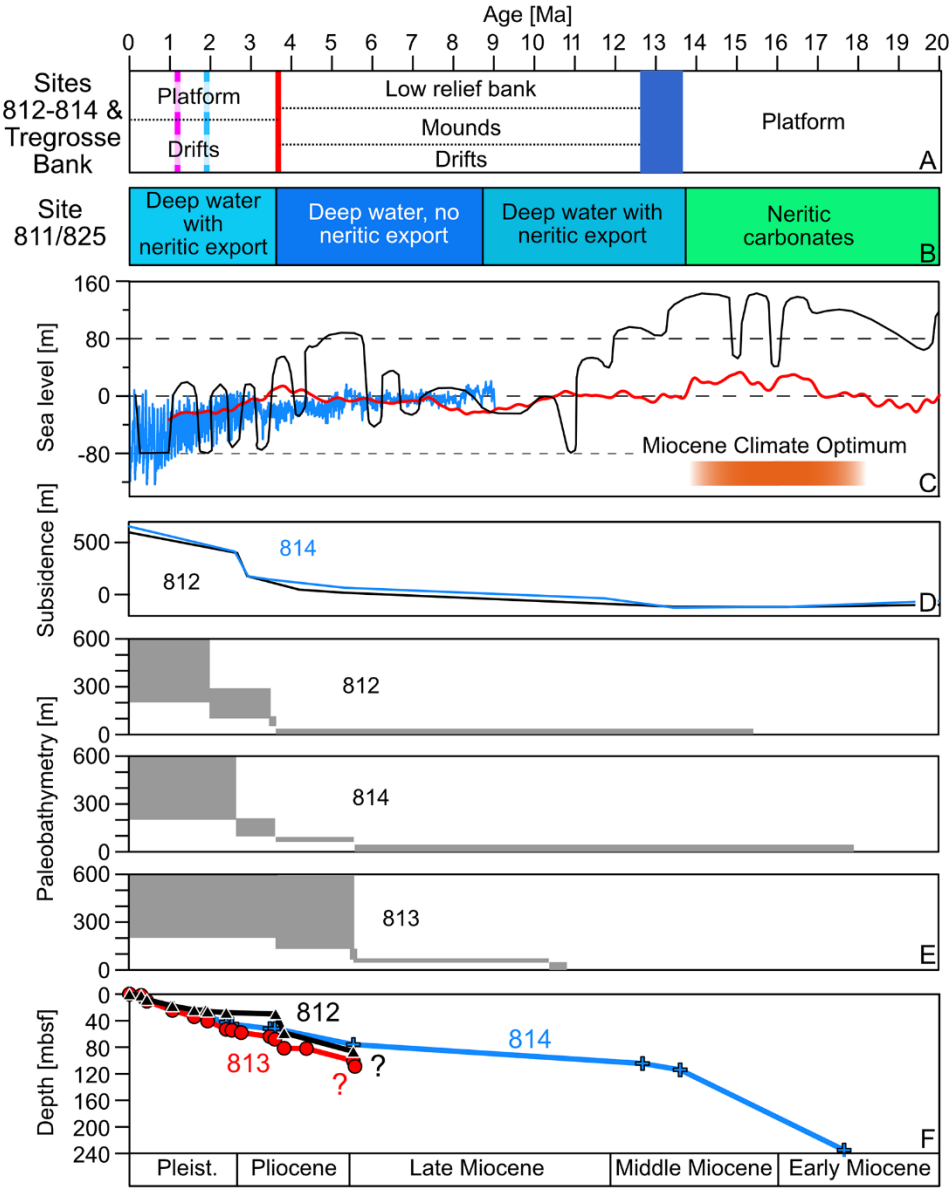



**Abb. II.1.1.5: A:** Entwicklungsschritte der Tregrosse Karbonatplattform. Blauer Balken: PT Horizont; rote Linie: MT Horizont; hellblaue Linie: DSB1; violette Linie: DSB2. **B:** Variationen des Sedimentexports von Holmes Reefs (ODP Site 811/825; nach Droxler et al., 1993). **C:** Eustatische Meeresspiegelschwankungen. Blaue und rote Linien: Miller et al. (2020); schwarze Linie: Haq et al. (1987). **D:** Subsidenz der Sites 812 und 814 (Müller et al., 2000). **E:** Rekonstruktion der Paläobathymetrie der Sites 812, 813 und 814 (Katz und Miller, 1993). **F:** Alters-Tiefen-Diagramme für die Sites 812, 813 und 814. Aus Betzler et al. (2024a).

Die Korrelation der Lithostratigraphie der ODP Leg 133 Sites 812 bis 814 mit der seismischen Stratigraphie der Ausfahrt SO292 erlaubt es, die neogene Entwicklung der untersuchten Karbonatplattform zu rekonstruieren (Abb. II.1.1.5). Aus der Synthese mit bereits publizierten Daten wird dabei deutlich, dass Faktoren wie die Veränderung der Subsidenzrate oder eustatische Meerespiegelschwankungen nicht als auslösende Faktoren des partiellen Ertrinkens in Frage kommen (siehe ausführliche Diskussion in Betzler et al., 2024a, Anlage 4). Stattdessen ergibt sich aus der Datenkorrelation das Bild, dass das Schrumpfen des Plattformareals mit dem Auftreten von Strömungssignaturen einher ging.

Die Interaktion von Meeresströmungen mit der Faziesverteilung von Karbonatplattformen sowie die Entwicklung solcher Plattformen wurde in einer Reihe von Studien diskutiert, basierend auf Daten von den Bahamas (Mullins et al., 1980, Anselmetti et al., 2000, Betzler et al., 2014, Chabaud et al., 2016, Wunsch et al., 2018), von den Malediven und den Maskarenen (Betzler et al., 2009, 2021), aus NW-Australien (Bachtel et al., 2010, Rankey, 2020, Thronberens et al., 2022), und aus NE-Australien (Isern et al., 2004, John & Mutti, 2005, Eberli et al., 2010). Es wurde gezeigt, dass die Hänge der Plattformen durch Strömungen geformt werden und dass das Einsetzen von Meeresströmungen das Ertrinken von Karbonatplattformen auslösen kann (Betzler et al., 2009, 2022, Ling et al., 2021, Isern et al., 2004, John & Mutti, 2005, Eberli et al., 2010). Diese Prozesse führten zu einer globalen miozänen Veränderung der Karbonatplattform (Betzler und Eberli, 2019).

Das nur 300 km südlich der Tregrosse Plattform gelegene Marion-Plateau war eines der Schlüsselgebiete, in denen dieser Kontext erarbeitet wurde (Isern et al., 2004, John & Mutti, 2005, Eberli et al., 2010). Das Ertrinken des nördlichen Teils des Marion-Plateaus wird an einer Sequenzgrenze registriert, deren Entstehung auf 13,5 Ma datiert ist (Bashah et al., 2024). Der südliche Teil des Plateaus ertrank während des späten Miozäns (ca. 7 Ma). Die Oberfläche und die Flanken des Plateaus wurden ab 13,6 Ma von stärkeren Strömungen beeinflusst als vor der Bildung dieser Grenze (John & Mutti, 2005). Als Folge der verstärkten Strömungen bildeten sich Driftablagerungen (Isern et al., 2004, Eberli et al., 2010, Bashah et al., 2024). Angesichts der Nähe der beiden Karbonatplattform-Systeme, die heute beide unter dem Einfluss desselben Strömungssystems stehen (Abb. II.1.1.1), wird die Altersübereinstimmung der Sedimentationsbrüche und das erste Auftreten von Driftablagerungen als Ausdruck eines gemeinsamen Auslösers interpretiert.

Die Frage ist, ob Strömungen allein als Auslöser für ein Ertrinken einer Karbonatplattform wirken können. Wie Hata et al. (2017) feststellten, sind nicht nur die Intensität, sondern auch die Richtung und der Ursprung der Strömungen für die Ansiedlung von Korallenlarven entscheidend, da sie wahrscheinlich die Zufuhr oder den Abtransport von Larven beeinflussen, was sich jedoch auch je nach Korallenart zu unterscheiden scheint (Elmer et al., 2016). Einige Larven werden innerhalb desselben Riffs umverteilt, während andere über größere Entfernungen wandern. Die Larvenansiedlungsraten scheinen auch mit zunehmender Strömungsgeschwindigkeit je nach Korallenart abzunehmen (Harii und Kayanne, 2002). Die physikalische Wirkung von Strömungen kann ebenfalls ein Faktor sein, da Sedimentsuspension und Friktion das Korallenwachstum hemmen oder reduzieren können.

Ökologische Bedingungen, welche die Entwicklung tropischer Riffe und Karbonatproduktionsstätten unterdrücken können, sind weitere Faktoren die durch Meeresströmungen beeinflusst werden. In der Abfolge bei ODP Site 812 fällt das Ertrinken der Plattform mit dem Wechsel von einer Karbonatproduktion, die auf warme Wasserbedingungen

hindeutet (James, 1997; Schlager, 2003), zu einer warm-temperierten Produktion zusammen (Betzler, 1997). Ein ähnlicher Umschwung wurde im Fall des altersäquivalenten Sedimentationswechsels auf dem Marion-Plateau beobachtet (Isern et al., 2004). Abschließend muss festgestellt werden, dass das partielle Ertrinken der Karbonatplattform des Queensland-Plateaus während der globalen Abkühlung stattfand, die auf das miozäne Klimaoptimum folgte. Diese Abkühlung und die Verstärkung der globalen Breitengradienten führten zu einem verstärkten Passatwindgürtel (Groeneveld et al., 2017), der auch die zirkum-äquatorialen Strömungen kontrolliert. Alle in unserer Studie präsentierten Daten stimmen also mit dem Szenario eines global gesteuerten Auftretens stärkerer Strömungen überein, die möglicherweise kühleres Wasser zu den Karbonatplattformen des Queensland-Plateaus brachten, zumindest in seinen südlichen Bereichen.

### II.1.2 Rezente Karbonatproduktion: ein neuer *Halimeda*-Mound Typ

Die Ausfahrt SO292 bot die einmalige Gelegenheit mit einem großen Forschungsschiff in der offenen Lagune der Tregrosse Karbonatbank (Abb. II.1.2.1) zu arbeiten, um so multidisziplinäre Daten der nur wenig bekannten Karbonatproduktion eines dieser Bereiche zu akquirieren. Es wurde dabei nicht nur die rezente Karbonatproduktion erfasst, sondern auch ein neuer Typ von Biohermen entdeckt, der durch die Grünalge *Halimeda* dominiert wird. Die Resultate dazu sind in Reolid et al. (2024; Anlage 5) vorgestellt. Es folgt hier eine Synthese der relevantesten Aspekte dieser Publikation.

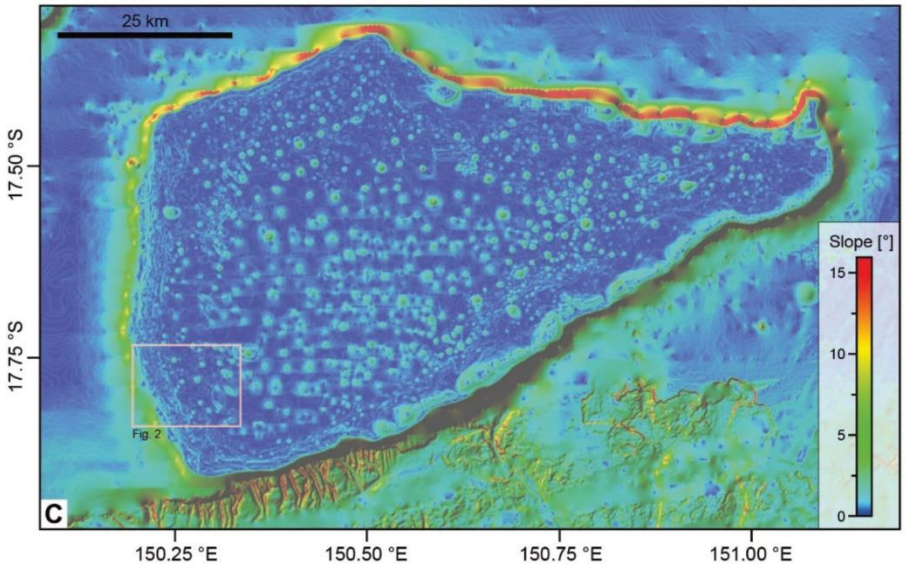



**Abb. II.1.2.1:** Karte des Meeresbodens von und um Tregrosse Bank. In der Winkeldarstellung sind die Bioherme (Mounds) im Inneren der Plattform gut zu erkennen. Das Rechteck zeigt den Bereich an in dem Reolid et al. (2024) weiterführende Untersuchungen durchgeführt haben. Abbildung aus Reolid et al. (2024).

Die fast dreieckige Tregrosse Bank (Abb. II.1.2.1) hat eine Fläche von 3716 km². Die Wassertiefen erreichen im Zentrum der Karbonatplattform 70 m, die östlichen Ränder der Plattform sind von Korallenriffen (wenige Meter Wassertiefe) sowie einigen kleinen Inseln besetzt. Der westliche Plattformrand liegt in Wassertiefen von 50 bis 60 m. An der Oberfläche der Plattform kommen konische moundförmige Fleckenriffe vor, die eine Höhe von 3 bis 10 m und einen Umfang von bis zu 500 m haben. Die Moundflankenwinkel fallen zwischen 2° und 5° ein. An der Oberseite der Strukturen sind kleine Depressionen

ausgebildet, die bis zu 100 m weit und bis 1 m tief sind (Abb. II.1.2.2). Im Zentrum dieser Eintiefungen liegen kleine Erhebungen, welche auch die höchsten Erhebungen der Moundkörper bilden.

Abbildung II.1.2.2b zeigt ein Parasound Profil durch einen solchen Mound. In etwa 7 m unter der Sedimentoberfläche liegt eine Reflexion mit einer starken akustischen Impedanz, die dazu führt, dass die Abfolge im Liegenden nicht mehr dargestellt wird. Dieser Horizont wird als die Emersionsfläche, die während des letzten Meeresspiegeltiefstand gebildet wurde, interpretiert. Intern ist der darüberliegende Mound durch eine schwach ausgeprägte Schichtung charakterisiert, die vermutlich durch eine Alternation von grob- und feinkörnigen Sedimenten hervorgerufen wird (Reolid et al., 2024).

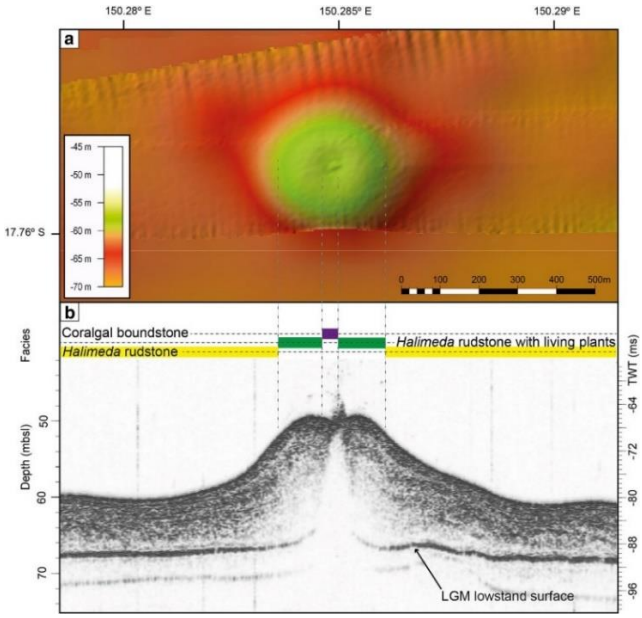



**Abb. II.1.2.2: a:** Fächerecholotkarte einer Moundstruktur der Tregrosse Bank. **b:** Parasound Profil durch diese Struktur mit Verteilung der Karbonatfazies an der Sedimentoberfläche. Abbildung aus Reolid et al. (2024).

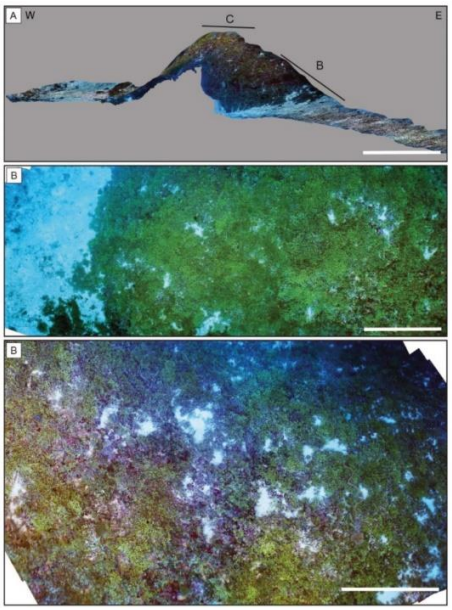



**Abb. II.1.2.3: a:** OFOS Bilder der Oberfläche eines Mounds (aus Reolid et al., 2024). **a:** Photogrammetrische Rekonstruktion eines Mounds entlang des Schiffstracks. **b, c:** Details der Sedimentoberfläche mit dichter *Halimeda*-Besiedlung (Photomosaike).

Während der Ausfahrt SO292 wurden auch mehrere OFOS Transekte akquiriert, um ein besseres Verständnis der Faziesverteilung im Inneren der Tregrosse Bank zu entwickeln. Abbildung II.1.2.3a zeigt die photogrammetrische Rekonstruktion eines Mounds entlang eines solchen Transekts. Zu beachten ist, dass der Meeresboden um den Mound herum nur eine geringe Besiedlungsdichte (*Halimeda*, Rotalgen, Bryozoen) aufweist, während der Mound selbst dicht mit lebendigen *Halimeda* bewachsen ist (Abb. II.1.2.3a, b). Der Apex der Mounds ist von tabularen Korallen besiedelt (Abb. II.1.2.3c, II.1.2.4). Die Korallen haben einen Durchmesser zwischen 15 und 40 cm, einzelne Kolonien erreichen bis zu 1 m. Dominante Spezies sind *Pachyseris speciosa* und *Podabacia crustacea*.

Die *Halimeda* Mounds der Tregrosse Bank sind bezüglich mehrerer Punkte einzigartig. *Halimeda* Bioherme sind heute ein bedeutender Bestandteil der Provinz des Großen Barriere Riffs. Dort bilden sie allerdings vor allem retikulate Bioherme (McNeil et al., 2021) und Mound-förmige Komplexe waren bisher unerkannt. Eine Erklärung für die

unterschiedlichen Wuchsformen steht aus; evtl. spielt es eine Rolle, dass die Bioherme der Tregrosse Bank auf einer relativ ungeschützten Plattform wachsen die sturmexponiert ist, währenddem die *Halimeda* Bioherme des Großen Barriere Riffs im eher geschützten Rückriffbereich (Lagune) wachsen. Interessanterweise ist der neu entdeckte Biohermtyp vergleichbar mit *Halimeda* Mounds, die in Südspanien während des Messiniums gebildet wurden (Braga und Martin, 1996).

Weiter werden *Halimeda* Akkumulationen bisher als eine Fazies verstanden, die sich in Nährstoff-reichen Gewässern bildet (Wolanski et al., 1988). Das westliche Korallenmeer ist relativ nährstoffarm und durch eine Nutrikline in Wassertiefen zwischen 70 und 80 m gekennzeichnet (Cecarelli et al., 2013). Die *Halimeda* Mounds liegen daher über dieser Nutrikline, was auch durch die SO292 Chlorophyll-Messungen bestätigt wird (Reolid et al., 2024). Deshalb sind die Bioherme anscheinend ein Beispiel für *Halimeda* Akkumulationen in nährstoffarmen Gewässern.

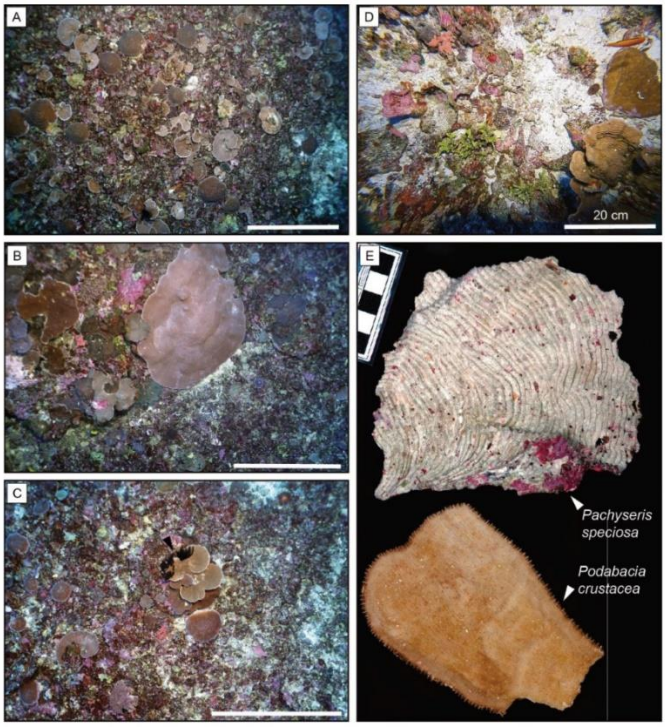



**Abb. II.1.2.4:** Korallen-Algen Vergesellschaftungen eines Mounds in Wassertiefen von 50 m (**A-C**: OFOS Bilder). **D**: Abschnitt des Meeresbodens, der durch ein Kastengreifer beprobt wurde; das Bild wurde mit einer am Kastengreifer angebrachten Kamera aufgenommen. **E**: Korallen aus der entsprechenden Kastengreiferprobe. Aus Reolid et al. (2024).

### II.1.3 Zerfallen einer tropischen Karbonatplattform

Neben dem Ertrinken oder partiellen Ertrinken einer Karbonatplattform sind gravitativ gesteuerte Instabilitäten der Plattformflanken ein weiterer Grund für das Schrumpfen dieser Körper. Die Südflanke der Tregrosse Bank liefert hier ein natürliches Labor, welches es ermöglicht, die unterschiedlichen Prozesse die bei einer solchen Entwicklung involviert sind, zu evaluieren. Dies wurde in einem Manuskript zusammengefasst, welches bei MARINE GEOLOGY publiziert wurde (Betzler et al., 2024b; Anlage 6). Die wichtigsten Aspekte dieser Publikation werden im Folgenden genannt.

Die steilen Hänge von Karbonatplattformen weisen häufig großräumige Sedimentdestabilisierungsmerkmale auf, wie submarine Bergstürze, Massentransportkomplexe und Hangerosion. Die Prozesse und Faktoren, die solche Instabilitäten auslösen, und wie sie zusammenwirken, sind Gegenstand einer anhaltenden Diskussion. Unter Verwendung hydroakustischer, sedimentologischer und bildgebender Daten des Meeresbodens,

wurden in dieser Studie die Hänge der Tregrosse Bank kartiert, um Instabilitäten und potenzielle Kontrollfaktoren zu identifizieren. Durch die Kooperation mit den australischen Partnern waren uns dafür auch die Fächerecholotdaten von zwei FALKOR Ausfahrten zugänglich, die noch einmal reprozessiert wurden, um sie mit den SO292 nahtlos verschmelzen zu können. Wir konzentrieren uns bei den Betrachtungen auf den südlichen Hang der Tregrosse Plattform, da dort die größte morphologische Variabilität auftritt (Abb. II.1.3.1).

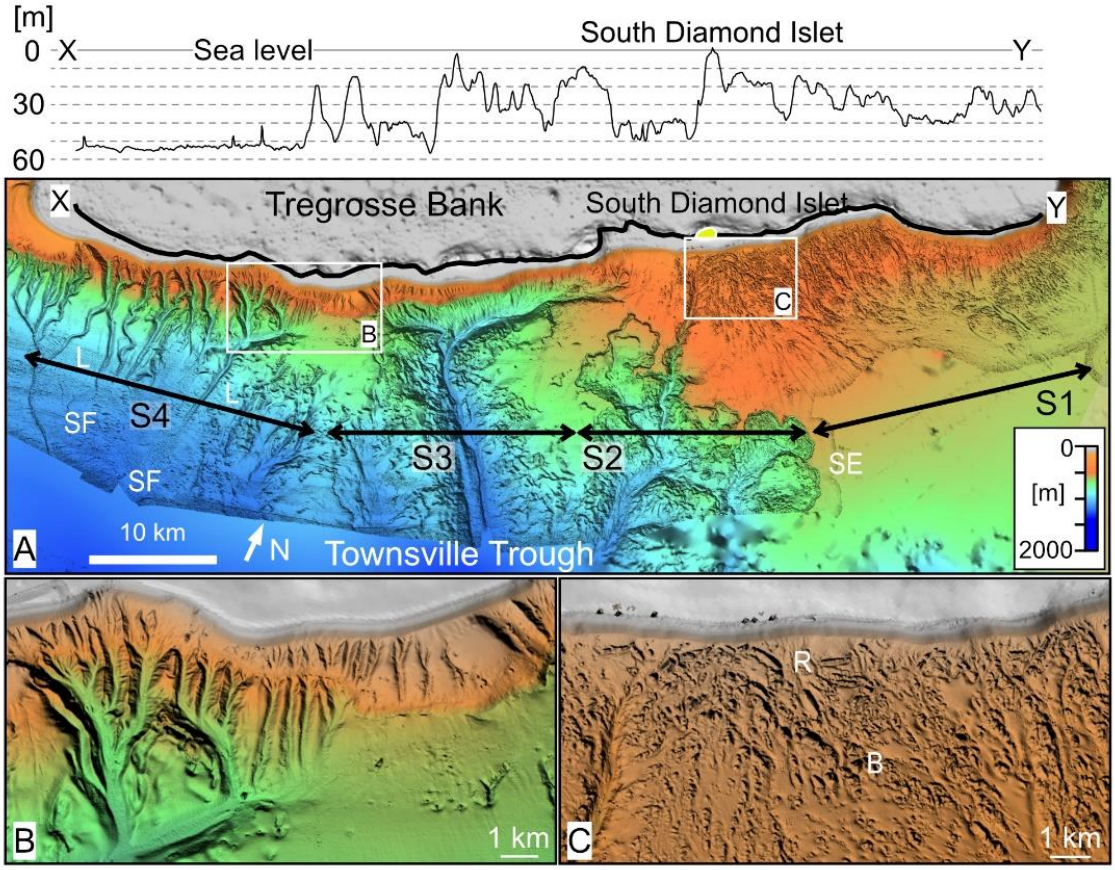



**Abb. II.1.3.1:** Karte des Meeresbodens südlich von Tregrosse Bank. Die schwarze Linie im oberen Teil der Abbildung zeigt den Verlauf des Tiefenprofils an. S1 – S4 sind die vier Segmente, die basierend auf der submarinen Geomorphologie differenziert werden können (aus Betzler et al., 2024b).

Basierend auf lateralen Veränderungen der submarinen Geomorphologie wird in Betzler et al. (2024b) gezeigt, dass die Südflanke der Tregrosse Bank in Segmente mit unterschiedlichen morphologischen Charakteristika gegliedert ist. In diesen Segmenten dominieren jeweils unterschiedliche Prozesse. Es scheint dabei eine Korrelation zu geben zwischen der Rand- und Kantenmorphologie der Karbonatbank und der allgemeinen Hangmorphologie. Dort, wo der Hangfuß durch Blockfelder gekennzeichnet ist, ist der Rand der Plattform relativ hoch, was auch das South Diamond Islet einschließt. Die obere Mündung submariner Rinnen liegt dort, wo es Passagen zwischen den erhöhten Bereichen der Plattformkante gibt. Dort, wo die meisten Rinnen vorkommen, ist die Plattformkante am tiefsten (>50 m). Es wird daher angenommen, dass die submarinen Täler durch den Sedimentexport von der Plattform kontrolliert werden und dass der Sedimentexport unterhalb der Plattformkante als Erosionsmechanismus wirkt.

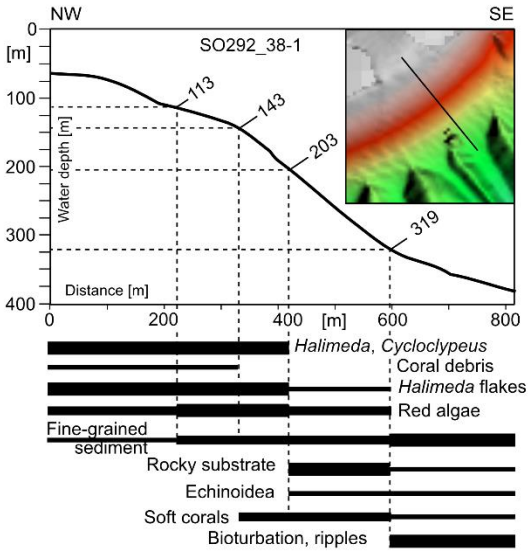



**Abb. II.1.3.2:** Verteilung der Hauptkomponenten an der südlichen Kante der Tregrosse Bank im Oberlauf einer submarinen Rinne. Aus Betzler et al. (2024b).

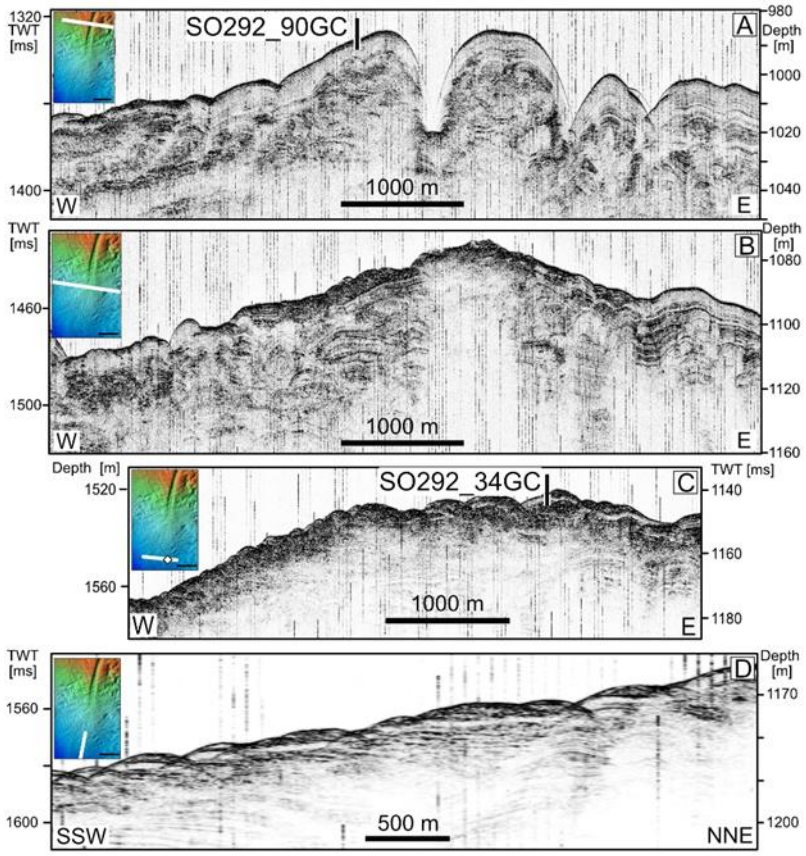



**Abb. II.1.3.3:** Parasound Profile durch die Levees und dem submarinen Fächer im Unterlauf der untersuchten Rinne. Aus Betzler et al. (2024b).

Um evaluieren zu können, wie das "source-to-sink" System dieses Sedimentexports funktioniert, wurde eine der submarinen Rinnen systematisch anhand von Parasound, OFOS, sowie sedimentologischen Daten vom Ober- bis zum Unterlauf erfasst. Die photische Karbonatproduktion kann bis in Wassertiefen von 203 m verfolgt werden, und ist von der Grünalge *Halimeda* und von Rotalgen dominiert (Abb. II.1.3.2). Es kommen auch Bereiche vor, in denen die benthische Großforaminifere *Cycloclypeus* häufig ist. In größeren Wassertiefen kommt zunächst ein Hardsubstrat vor, bevor in Wassertiefen unterhalb 319 m feinkörniges Sediment den Meeresboden bedeckt. In ihrem Unterlauf mündet die Rinne

in ein System mit Dämmen (im Folgenden: Levees) und einem submarinen Fächer. Die Levees weisen eine komplexe interne Stratifizierung auf (Abb. II.1.3.3); hervorzuheben sind vor allem die Antidünen, die den westlichen Levee aufbauen und anzeigen, dass dort Sedimentsuspensionen unter einem hohen Strömungsregime abgelagert werden.

Auch der submarine Fächer zeigt eine komplexe Stratigraphie, die durch lateral auskeilende Elemente gekennzeichnet ist. Dominant sind auch hier submarine Dünenkörper, einige davon können wieder als Antidünen identifiziert werden.

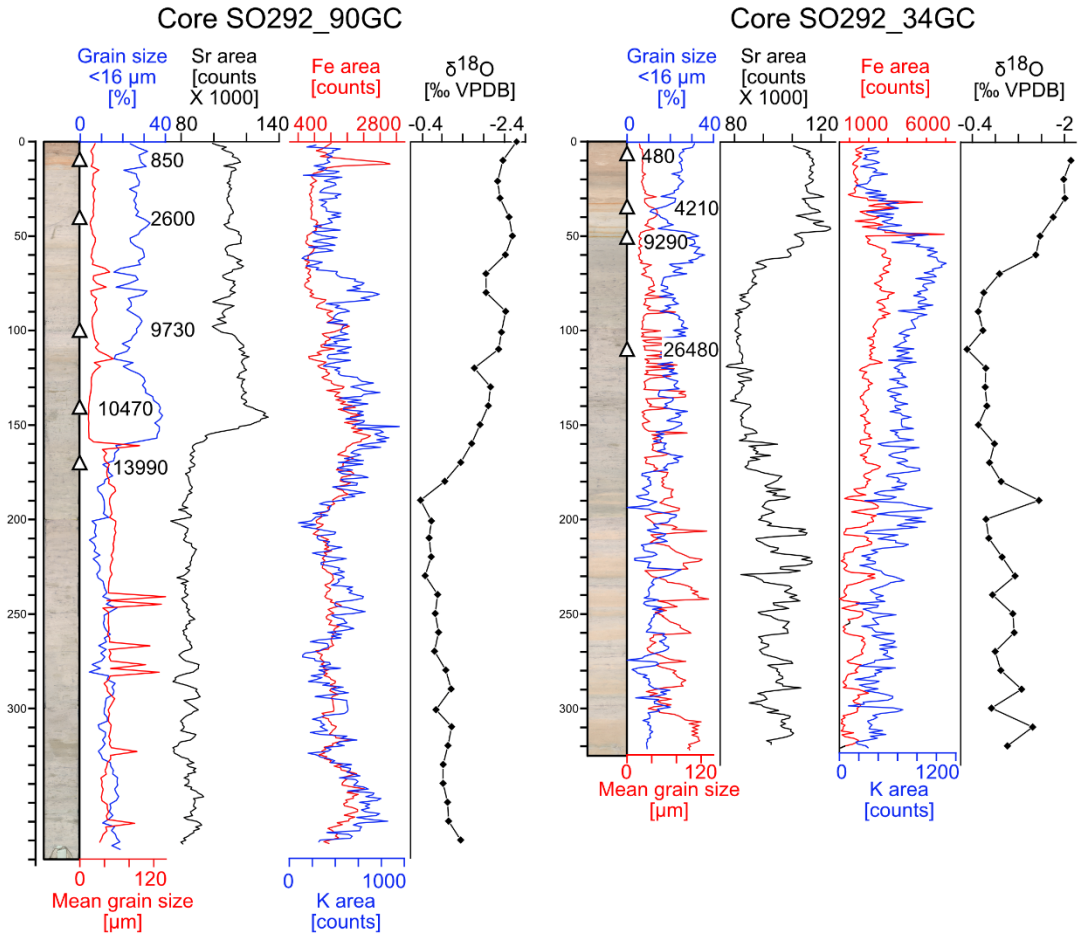



**Abb. II.1.3.4:** Schwerelotkerne der Stationen SO292_90GC (submariner Fächer) und _34GC (levee) mit Korngrößenvariationen, XRF Kernscans, Radiokarbonaltern sowie Variationen der Sauerstoffisotopen. Aus Betzler et al. (2024b).

Eine Frage die es im Zusammenhang mit diesem Ablagerungssystem zu beantworten gilt, ist wann der Rinnen-Fächer Komplex aktiv ist. Das Verständnis dieses Aspektes ist insofern relevant, als das es ermöglicht zu eruieren zu welchen Zeiten die Rinnen am Plattformhang inzisiert werden. Um diese Frage zu klären wurden daher in einem Levee sowie im submarinen Fächer Schwerelotkerne gewonnen (Abb. II.1.3.4, 5). Anhand der Korngrößenverteilung, sowie der in den XRF Kernscans gemessenen Variation des Strontiumgehalt des Sediments kann rekonstruiert werden, welche Kernabschnitte einen höheren Export von Flachwasserkarbonat registrieren: Aragonit, der im Flachwasser gebildet wird (z.B. durch verkalkende Grünalgen wie *Halimeda*) ist reicher an Strontium als pelagischer Aragonit (z.B. durch Pteropoden gebildet). Gleichzeitig wird dieser Aragonit in Form von Karbonatschlamm exportiert (detaillierte Angaben und Literaturhinweise zu diesen Aspekten in Betzler et al., 2024b).

Werden diese sedimentologischen Daten mit einem Altersmodell verbunden (Abb. II.1.3.5), ergibt sich für die beiden hier vorgestellten Kerne folgendes Bild: In beiden Kernen kann der Zeitpunkt des Flachwassereintrags zuverlässig erfasst werden. Im submarinen Fächer werden Sedimente in Form von Turbiditen während der Zeit des fallenden Meeresspiegels vor dem letzten glazialen Maximum abgelagert. Nach dem glazialen Maximum ist der submarine Fächer ein Ort, der durch feinkörnige Ablagerungen charakterisiert ist. Im Levee wurden durchgehend feinkörnige Sedimente gewonnen, die Sedimentationsrate während des Holozäns liegt bei ca. 10,3 cm pro 1000 Jahren und damit doppelt so hoch wie im submarinen Fächer. Eine abschließende Interpretation dieses Sachverhalts ist hier nicht möglich. Allerdings ist ein, auch für das Gesamtverständnis wichtiges Resultat dieses Teils der Untersuchungen, dass das Erosions- und Umlagerungsgeschehen in den Rinnensystemen vor allem während Zeiten fallender Meeresspiegel aktiv ist.

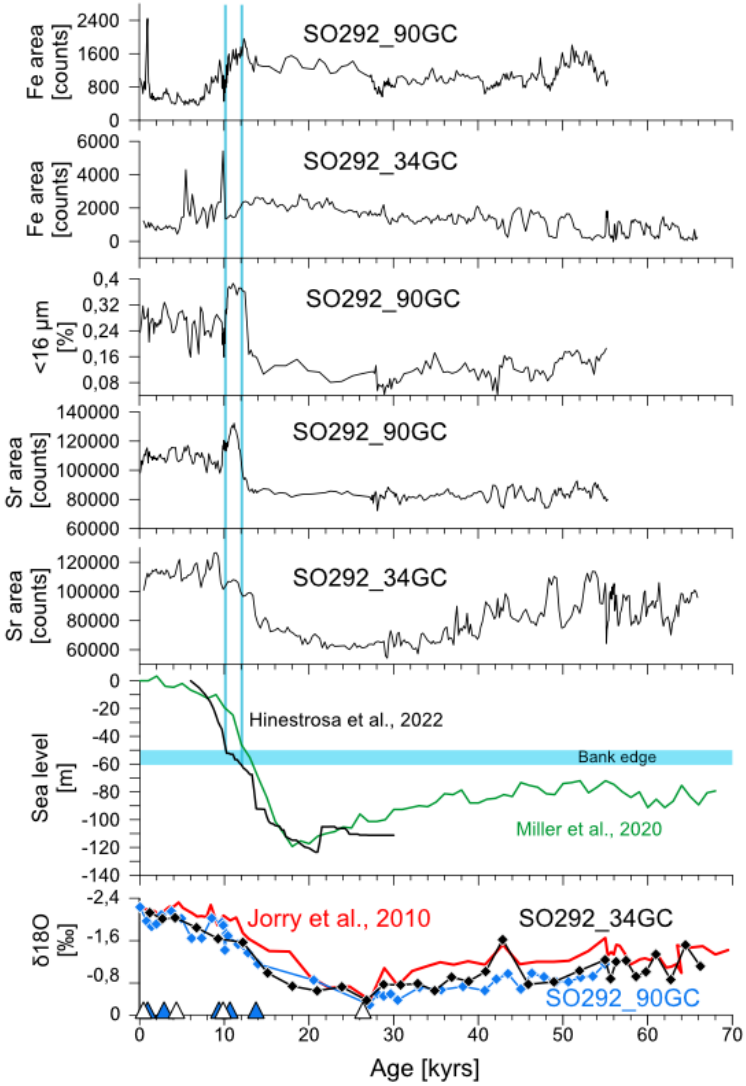



**Abb. II.1.3.5:** Sedimentologische Veränderungen in den beiden Schwerelotkernen gegen die Zeit aufgetragen. Aus Betzler et al. (2024b).

Hangstabilitäten kommen auch im distalen Bereich der Tregrosse Bank vor (Abb. II.1.3.6). Dies drückt sich durch submarine Geländestufen mit einer Sprunghöhe von mehr als 180 m aus. Die Wände dieser Versätze sind sehr steil, und die OFOS Untersuchungen belegen, dass hier lithifizierte Sedimente betroffen sind, vermutlich miozänen Alters.

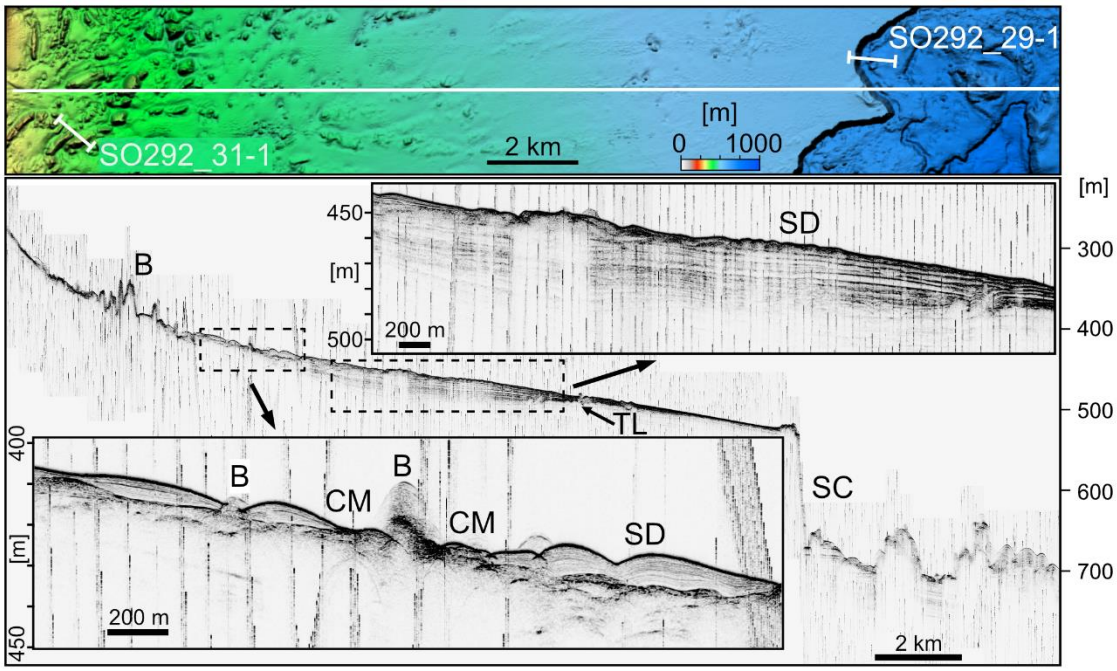



**Abb. II.1.3.6:** Parasound Profil des südlichen Hangs der Tregrosse Bank durch die submarinen Bergstürze im proximalen Hangbereich und den submarinen Hangrutschungen im distalen Teil. Beachte, dass die jüngeren Ablagerungen als submarine Dünen sedimentiert wurden; daher werden diese als Driftkörper interpretiert. Aus Betzler et al. (2024b).

Zusammenfassend wird in diesem Teil der Studie aufgezeigt, dass drei voneinander unabhängig agierende Prozesse zur Desintegrierung der mesophotischen Tregrosse Bank beitragen (Abb. II.1.3.7). In Betzler et al. (2024b) wird gezeigt, dass dies eine neue Erkenntnis ist. Bisher konzentrieren sich die meisten zu ähnlichen Fragestellungen publizierten Arbeiten darauf aufzuzeigen, wie einzelne Hangdestabilisierungsprozesse zusammenhängen.

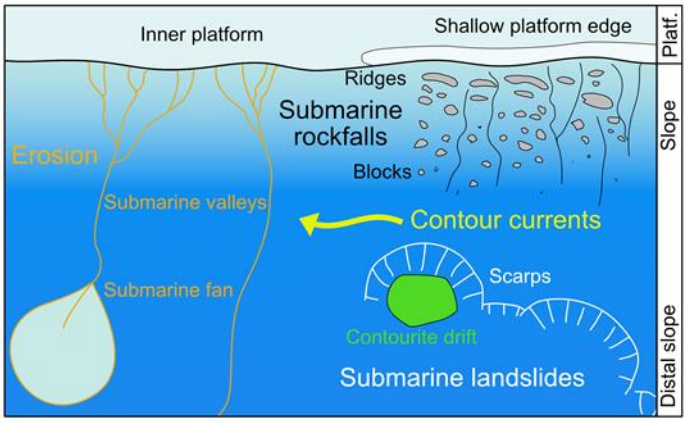



**Abb. II.1.3.7:** Kartenansicht mit den wichtigsten Prozessen und Produkten des Zerfallens der Südflanke der Tregrosse Bank. Die Abbildung ist nicht maßstabsgetreu. Aus Betzler et al. (2024b).

### II.1.4 Tiefwasser-Rinnensysteme des Queensland Plateaus

Im Rahmen der Ausfahrt SO292 wurden submarine Rinnen in der Passage zwischen Magdalenen und Willis Bank (hier ‚Willis Passage') detailliert untersucht. Ein Manuskript zu diesem Themenkomplex zur Veröffentlichung in einer Fachzeitschrift befindet sich in Vorbereitung. Im Folgenden wird ein Überblick der wichtigsten Aspekte dazu gegeben.

Die submarinen Rinnen der Willis Passage bilden zwei Rinnensysteme, die durch ein bathymetrisches Hoch getrennt sind (Abb. II.1.4.1). Die Untersuchungen konzentrierten sich auf das südliche Rinnensystem, welches den größten Teil der Willis Passage einnimmt. Dieses Rinnensystem steht exemplarisch für eine Reihe ähnlicher Rinnensysteme des Queensland Plateaus, so dass davon ausgegangen werden kann, dass es sich bei diesen Rinnen um ein übliches Element des Sedimenttransportsystems (source-to-sink) mesophotischer Karbonatbänke handelt und nicht um eine örtliche Singularität.

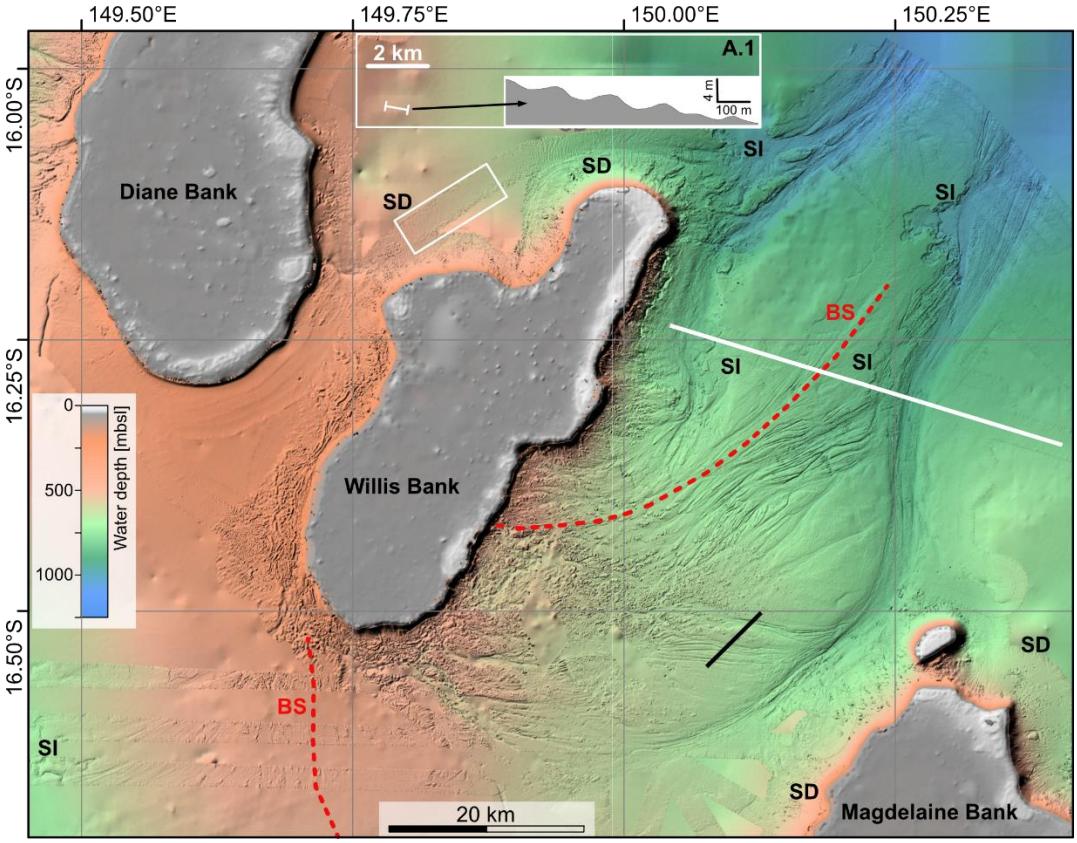



**Abb. II.1.4.1:** Morphologie des Meeresbodens zwischen Willis und Magdelaine Bank (Willis Passage) und der Umgebung der Plattformen. SD: submarine Dünen; SI: Sediment Instabilitäten (Rutschungen); BS: bathymetrische Schwelle (Sill), WB: Willis Bank, MB: Magdelaine Bank. Die Vergrößerung zeigt die submarinen Dünen nördlich der Willis Bank im Multibeam und als bathymetrisches Profil. Die schwarze Linie zeigt den Verlauf der Parasound Linie in Abb. II.1.4.2, die weiße den Verlauf des in Abb. II.1.3. gezeigten seismischen Profils.

Das Rinnensystem hat seinen Ursprung in einer Wassertiefe von ca. 500 m südlich der Willis Bank und erstreckt sich in nordöstlicher Richtung über ca. 160 km bis zur Kante des Queensland Plateaus in ca. 2000 m Wassertiefe. Die Hauptrinne ist bis mehrere Kilometer breit und schneidet sich bis zu 75 m in das umgebende Material ein. Stellenweise führt das Einschneiden der Rinne zu einer Destabilisierung des Sedimentes an den Seiten der Hauptrinne und es bilden sich submarine Rutschkörper aus. Zahlreiche Nebenrinnen mit Längen von bis zu mehreren 10er Kilometern münden aus westlicher Richtung in die Hauptrinne (Abb. II.1.4.1). Parasound-Daten zeigen, dass diese Nebenrinnen Erosionsformen darstellen, die sich bis zu 20 m in das umgebende Sediment einschneiden (Abb. II.1.4.2). Diese Erosionsformen nehmen ihren Anfang an Blockfeldern am unteren Hang der Willis Bank. OFOS Bilder zeigen, dass die Blöcke im Anfangsbereich der Rinnen in

eine feinkörnige Matrix eingebettet sind, die im Rinnenverlauf erodiert wird. Auf Basis der gewonnenen Daten wird daher vorgeschlagen, dass die Verwirbelung ost-gerichteter Bodenströmungen um die Blöcke zu Auskolkungen führt, die sich schließlich in Strömungsrichtung zu linearen Erosionströgen erweitern. Parasound-Daten zeigen eine geringmächtige Sedimentbedeckung in den Rinnen und den umgebenden Sedimenten (Abb. II.1.4.2), so dass davon ausgegangen werden kann, dass diese Strukturen derzeit nicht aktiv sind.

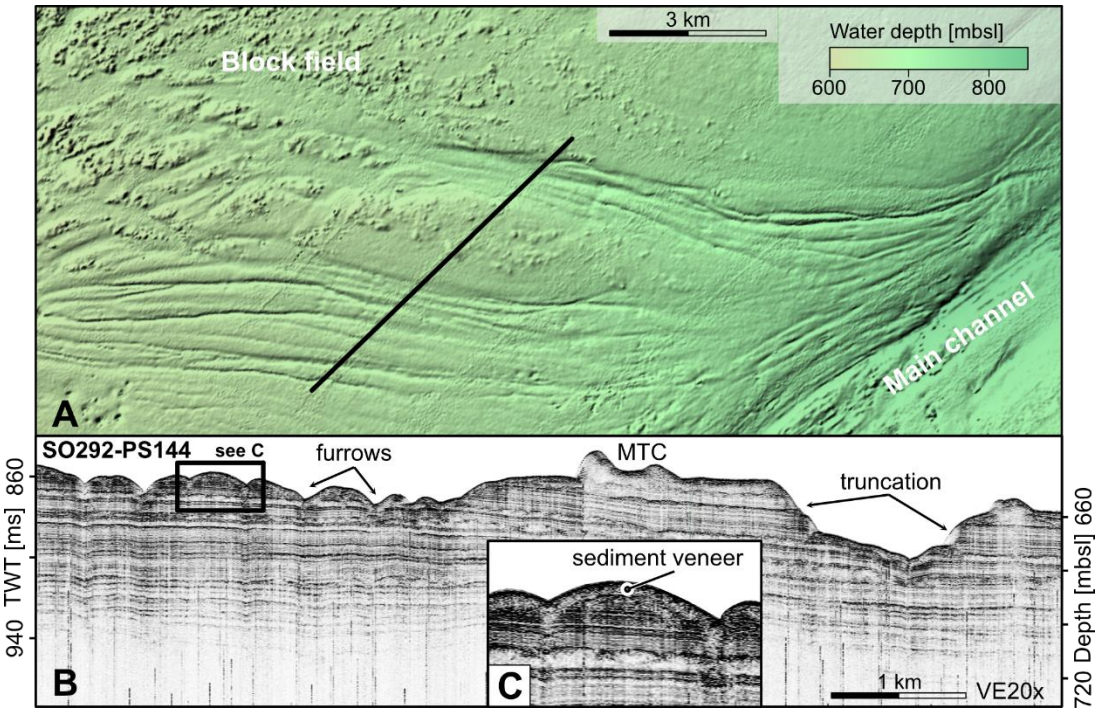



**Abb. II.1.4.2:** A) Multibeamkarte der Rinnen im Zufluss des Hauptkanals. Für Lokation siehe Abb. II.1.4.1. B) Parasound Linie SO292-PS144 zeigt einen Querschnitt der Rinnen (als furrows in der Abbildung markiert); C) Detail von B zeigt die geringmächtige (ca. 2m) Sedimentbedeckung der Rinnen und umliegenden Areale.

Ein reflexionsseismisches Profil senkrecht zur Achse der Willis Passage zeigt die sedimentäre Architektur der Willis Passage (Abb. I.1.4.3). Das akustische Basement befindet sich in einer Teufe von ca. 1900 m unter dem Meeresspiegel. Die überlagernde Sedimentabfolge dokumentiert die Entwicklung der Queensland Karbonatprovinz seit dem mittleren Eozän. Die Daten zeigen im Bereich der heutigen Willis Passage keine Hinweise auf Karbonatbänke; es ist daher wahrscheinlich, dass die Willis Passage während der gesamten Entwicklung des Queensland Plateaus bestanden hat. Die marine Sedimentabfolge lässt sich basierend auf der akustischen Fazies und dem Vorhandensein oder Fehlen von erosiven Rinnen in vier Einheiten unterteilen. Sedimente der untersten Einheit (Einheit I), sowie der Einheit III sind dabei durch horizontale Schichtung gekennzeichnet. Erosionsrinnen treten in diesen Einheiten nicht auf. Die Sedimentpakete der Einheiten II und der jüngsten Einheit IV zeigen dagegen leicht nach oben gewölbte Geometrien, sowie tief einschneidende Erosionsformen. In Einheit II sind diese Erosionsformen, die als Vorläufer des heutigen Rinnensystems angesehen werden, zu einem jüngeren Zeitpunkt verfüllt worden. Die Korrelation der ältesten Rinnenfüllung mit stratigraphischen Daten von ODP Leg 133, Site 811/825 (ca. 200 km westlich) ergibt ein Alter von 5.3 bis 8.1 Ma für den Beginn der Wiederverfüllung der Rinne in Einheit II. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass der heutige Zustand der Willis Passage, mit dem Vorhandensein eines

ausgedehnten Rinnensystems, nicht repräsentativ für alle Phasen der Vergangenheit ist. Vielmehr wechselten sich Episoden mit Erosion und Zeiten der Rinnenverfüllung ab.

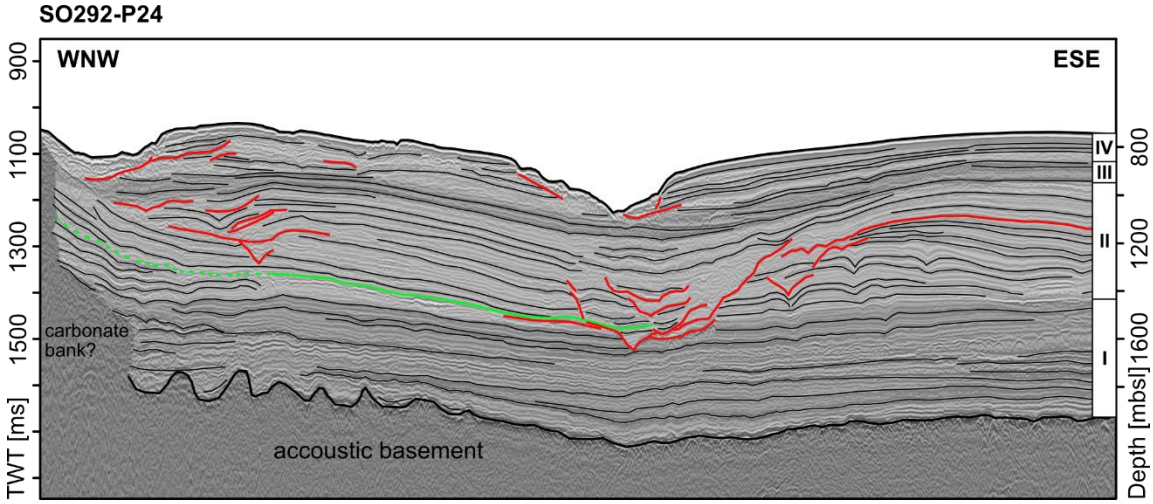



**Abb. II.I.4.3:** Mehrkanal-Reflexionsseismik Linie SO292-P24 mit Interpretation. Für Lokation siehe Abb. II.I.4.1; die römischen Zahlen I bis IV kennzeichnen stratigraphische Einheiten. Siehe Text; schwarze Linien: seismische Horizonte; rote Linien: Diskordanzen; grüne Linie: Korrelation der ältesten Rinnenfüllung mit der Stratigraphie von ODP Leg 133, Site 811/825 (Alter 8.1 bis 5.53 Ma).

Das ozeanische Strömungsregime des Queensland Plateaus steht unter dem Einfluss des west-gerichteten Süd-Äquatorial Stromes (Abb. II.1.1.1), sowie der aus Südosten kommenden Passat-Winde, die eine ebenfalls west-gerichtete Oberflächenströmung antreiben. Im Gegensatz zeichnen die während der Ausfahrt SO292 erfassten sedimentären und morphologischen Indikatoren ein komplexeres Bild der Bodenströmungen (Abb. II.1.4.4): In der Willis Passage dominieren ost- bzw. nordost-gerichtete Bodenströmungen. Dies lässt sich nicht nur an der Konfiguration der Hauptrinne, sowie der Zuflüsse belegen, sondern zeigt sich auch an Bodenformen, Auskolkungen, und der elongierten Form von Erosionsresiduen, die ähnlich Zeugenbergen, zwischen den Rinnen stehengeblieben sind. Nördlich der Willis Bank zeigen submarine Dünen eine vermutlich durch tidale Strömungen getriebene Oszillation der Bodenströmungen an, während sich die Wassermassen westlich der Willis Bank durch eine enge Passage zwischen Willis und Diane Bank nach Süden bewegen. OFOS- und Multibeam Daten zeigen hier submarine Dünen bis in Wassertiefen von 300 m und Auskolkungen um größere Blöcke. Südlich dieser Passage biegt ein Teil des Bodenwassers nach Westen ab, während ein anderer Teil entlang des Hanges der Willis Bank nach Osten in die Willis Passage einbiegt. Insgesamt ergibt sich so eine gegen den Uhrzeigersinn gerichtete Bodenströmung, in deren Zentrum die Willis Bank steht. Auf Basis der verfügbaren Daten wird vermutet, dass dieses lokale Strömungsmuster durch eine Aufteilung und Fokussierung der westwärts-gerichteten Strömungen an den Karbonat-Bänken des Queensland-Plateaus hervorgerufen wird. Die morphologisch aufragenden Bänke wirken dabei als Hindernis, während sie gleichzeitig die Strömungen in den engen Passagen zwischen den Bänken fokussieren (z.B. nördlich der Willis Bank). Hinzu kommt vermutlich eine tidale Komponente, die zu einer Beschleunigung der Strömungen in den Passagen im Gezeitenrhythmus führt (‚tidal pumping'). Ein Hinweis auf eine solche Gezeitenwelle sind symmetrische submarine Dünen nördlich der Willis Bank (Abb. II.1.4.1). Es wird angenommen, dass die Beschleunigung der Strömungen in der Passage nördlich der Willis Bank während Phasen tieferen Meeresspiegels,

d.h. während der Glaziale, stärker ausfällt, da 1.) der Querschnitt der Passage dann geringer ist; 2.) die oberflächennahen Wassermassen nicht mehr über die dann sub-aerisch exponierten Bänke strömen können. Da gleichzeitig 3.) die Gezeitenströmungen aufgrund der geringeren Wassertiefe in Bodennähe stärker ausfallen, wird angenommen, dass das Erosionspotential der Bodenströmungen während Phasen tieferen Meeresspiegels höher ist, als während Meeresspiegelhochständen.

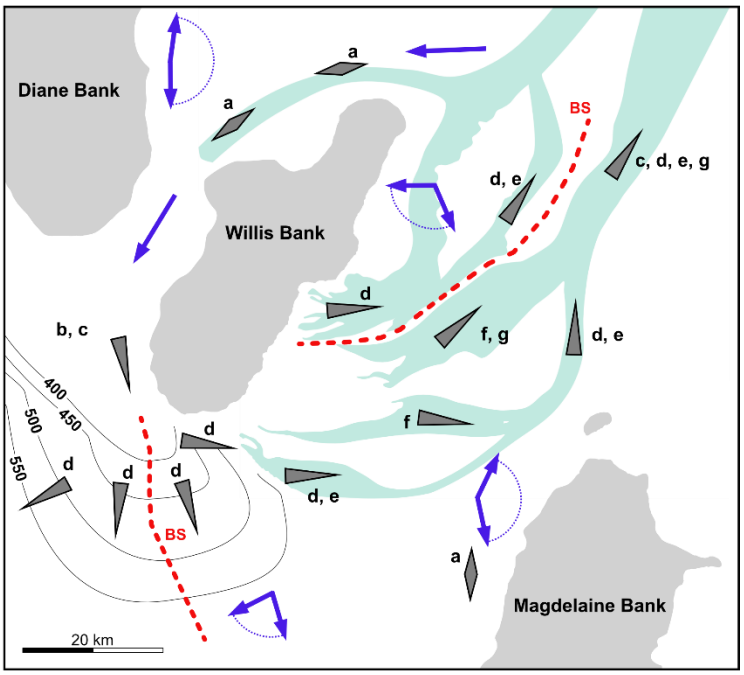



**Abb. II.1.4.4:** Oberflächenströmungen (blaue Pfeile, gestrichelte Linien zeigen Veränderungen innerhalb eines Gezeitenzyklus) und sedimentäre Indikatoren für Bodenströmungen (graue Dreiecke/Rhomben): a) submarine Dünen mit symmetrischem Querschnitt; b) Auskolkungen, c) Strömungsrippel; d) erosive Rinnen; e), f) lineare Erosionsrinnen, g) Erosionsreste; BS: bathymetrisches Hoch (Sill); schwarze Linien: Isobathen mit Wassertiefen in m.

### II.1.5 Strömungsregime westlich von Tregrosse Bank (ADCP Messungen)

Exemplarisch für die Dokumentation des heutigen Strömungsmusters haben wir das Gebiet westlich und nördlich der Tregrosse Bank ausgesucht. Die ADCP Daten wurden hierzu mit dem CODAS Softwarepaket der School of Ocean and Earth Science and Technology der University of Hawaii prozessiert. Das ADCP Profil p5 (Abb. II.1.5.1) mit U und V Komponente der Strömungsrichtung zeigt eine Unterteilung des Strömungsmusters: im oberen Abschnitt liegt eine Nord gerichtete Strömung vor, ab ca. 100 Meter Wassertiefe (Bin 4-5) ändert sich das Strömungsmuster, hier kommt die gemessene Strömung aus Norden bzw. Nord-Nordwest und fließt Richtung Süden bis Süd-Südost. Diese Unterteilung in eine Oberflächenströmung und eine tieferliegende Strömung ist entlang des gesamten, knapp 100 Kilometer langen Profils, zu erkennen.

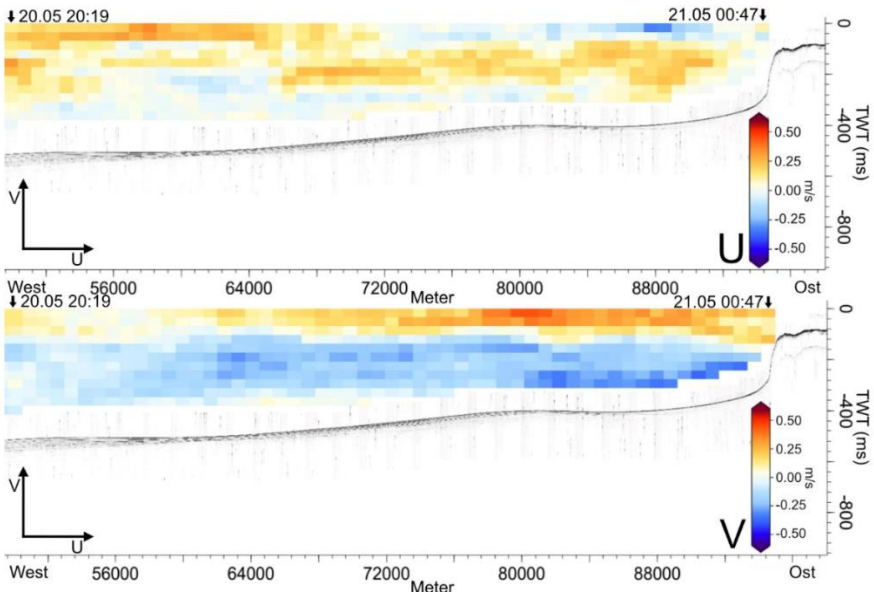



**Abb. II.1.5.1:** Ausschnitt aus ADCP Profil p5 mit U und V Komponente der Strömungsrichtung. Das entsprechende Parasound Profil markiert die Meeresboden-Topographie. Circa 10 % der Wassertiefe der ADCP Daten über dem Meeresboden können aufgrund von Interferenzen nicht genutzt werden und sind daher ausgeschnitten.

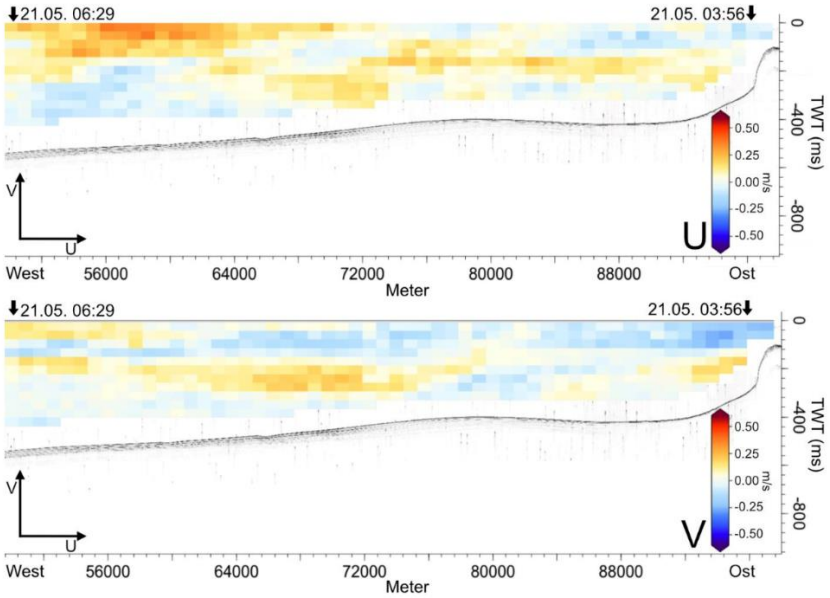



**Abb. II.1.5.2:** Ausschnitt aus ADCP Profil p1 mit U und V Komponente der Strömungsrichtung. Das entsprechende Parasound Profil markiert die Meeresboden-Topographie. Circa 10 % der Wassertiefe der ADCP Daten über dem Meeresboden können aufgrund von Interferenzen nicht genutzt werden und sind daher ausgeschnitten

Das südlichste Profil der Reihe, ADCP-Profil p1 (Abb. II.1.5.2), hat im westlichen Bereich eine klare Trennung in Oberflächen und Tiefenwasser. Diese Trennung ist jedoch nicht entlang des gesamten Profilabschnittes so eindeutig. Auch die gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten in den tieferen Wasserschichten sind verhältnismäßig gering. Das Profil wurde drei Stunden später als Profil p5 (Abb. 2) aufgezeichnet und zeigt eine jetzt Nord-gerichtete Tiefenströmung und eine Süd-gerichtete Oberflächenströmung.

Diese Strömungsumkehr wird dem Gezeitenzyklus zugeordnet und ist ein gutes Beispiel, welches die Komplexität ozeanischer Strömungen um isolierte Karbonatplattformen zeigt.

### II.1.6 Zitierte Literatur


Anderskouv, K., Damholt, T., Surlyk, F., 2007. Late Maastrichtian chalk mounds, Stevns Klint, Denmark — Combined physical and biogenic structures. Sedimentary Geology 200, 57-72.

Anselmetti, F.S., Eberli, G.P., Ding, Z.-D., 2000. From the Great Bahama Bank into the Straits of Florida: a margin architecture controlled by sea-level fluctuations and ocean currents Bull. Geol. Soc. America 112, 829-844.

Bachtel, S.L., Posamentier, H.W., Gerber, T.P., 2010, Seismic geomorphology and stratigraphic evolution of a Tertiary-aged isolated carbonate platform system, Browse Basin, North West Shelf of Australia—Part II, in Wood, L.J., Simo, J.A., and Rosen, N.C., eds., Seis-mic Imaging of Depositional and Geomorphic Systems: Tulsa, Oklahoma, USA, SEPM (Society for Sedimen-tary Geology), Gulf Coast Section, 30, 115–135.

Bashah, S., Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., 2024. Archive for the East Australian current: carbonate contourite depositional system on the Marion Plateau, Northeast Australia. Marine Geology, 107224. doi.org/10.1016/j.margeo.2024.107224.

Beaman, R.J., 2010. Project 3D-GBR: A high-resolution depth model for the Great Barrier Reef and Coral Sea. Marine and Tropical Sciences Research Facility (MTSRF) Project 2.5i.1a Final Report, MTSRF, Cairns, Australia, pp. 13 plus Appendix 1. DOI: dx.doi.org/10.26186/5e2f8bb629d07.

Betzler, C., 1997. Ecological controls on geometries of carbonate platforms: Miocene/Pliocene shallow-water microfaunas and carbonate biofacies from the Queensland Plateau (NE Australia). Facies 37, 147-166.

Betzler, C., Eberli, G.P., 2019. Miocene start of modern carbonate platforms. Geology 47, 771-775.

Betzler, C., Hübscher, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Hincke, C., Beaman, R.J., Webster, J.M., 2024a. Seismic stratigraphic and sedimentary record of a partial carbonate platform drowning, Queensland Plateau, north-east Australia. Marine Geology 470, 107255.

Betzler, C., Hübscher, C., Lindhorst, S., Reijmer, J.J.G., Römer, M., Droxler, A.W., Fürstenau, J., Lüdmann, T., 2009. Monsoonal-induced partial carbonate platform drowning (Maldives, Indian Ocean) Geology 37, 867-870.

Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G.P., Lüdmann, T., Möbius, J., Ludwig, J., Schutter, I., Wunsch, M., Reijmer, J.J.G., Hübscher, C., 2014. Periplatform drift: The combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. Geology 42, 871-874.

Betzler, C., Lindhorst, S., Hincke, C., Eisermann, J.O., Bialik, O.M., Petrovic, A., Reolid, J., Beaman, R.J., Webster, J.M., Lüdmann, T., Hübscher, C., 2024b. Dismantling of an isolated tropical carbonate platform through flank collapse and canyon erosion, Coral Sea, Northeast Australia. Marine Geology 475, 107361.

Betzler, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J.J., Braga, J.-C., Bialik, O.M., Reolid, J., Eisermann, J.O., Emeis, K., Rixen, T., Bissessur, D., 2021. Current and sea level control the demise of shallow carbonate production on a tropical bank (Saya de Malha Bank, Indian Ocean). Geology 49, 1431-1435.

Bjerager, M., Surlyk, F., 2007. Danian Cool-Water Bryozoan Mounds at Stevns Klint, Denmark--A New Class of Non-Cemented Skeletal Mounds. Journal of Sedimentary Research 77, 634-660.

Braga J.C., Martin J.M., 1996. Geometries of reef advance in response to relative sea-level changes in a Messinian (uppermost Miocene) fringing reef (Cariatiz reef, Sorbas Basin, SE Spain). Sediment Geol 107:61–81

Ceccarelli, D.M., McKinnon, A.D., Andréfouët, S., Allain, V., Young, J., Gledhill, D.C., Flynn, A., Bax, N.J., Beaman, R., Borsa, P., Brinkman, R., Bustamante, R.H., Campbell, R., Cappo, M., Cravatte, S., D'Agata, S., Dichmont, C.M., Dunstan, P.K., Dupouy, C.,

Edgar, G., Farman, R., Furnas, M., Garrigue, C., Hutton, T., Kulbicki, M., Letourneur, Y., Lindsay, D., Menkes, C., Mouillot, D., Parravicini, V., Payri, C., Pelletier, B., Richer de Forges, B., Ridgway, K., Rodier, M., Samadi, S., Schoeman, D., Skewes, T., Swearer, S., Vigliola, L., Wantiez, L., Williams, A., Williams, A., Richardson, A.J., 2013. The Coral Sea. Advances in Marine Biology 66, 213-290.

Chabaud, L., Ducassou, E., Tournadour, E., Mulder, T., Reijmer, J.J.G., Conesa, G., Giraudeau, J., Hanquiez, V., Borgomano, J., Ross, L., 2016. Sedimentary processes determining the modern carbonate periplatform drift of Little Bahama Bank. Marine Geology 378, 213-229.

Choukroun, S., Ridd, P.V., Brinkman, R., McKinna, L.I.W., 2010. On the surface circulation in the western Coral Sea and residence times in the Great Barrier Reef. Journal of Geophysical Research: Oceans 115, DOI 10.1029/2009JC005761.

Droxler, A.W., Haddad, G.A., Kroon, D., Gartner, S., Wei, W., McNeill, D., 1993. Late Pliocene (2.9 Ma) partial recovery of shallow carbonate banks on the Queensland Plateau: Signal of bank-top reentry into the photic zone during a lowering in sea level. Proc. Ocean Drill. Proj., Sci. Results 133, 235-254.

Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., Isern, A.R., Delius, H., 2010. Timing of changes in sea level and currents along Miocene platforms on the Marion Plateau., in: Morgan, W.A., George, A.D., Harris, P.M., Kupecz, J.A., Sarg, J.F. (Eds.), Cenozoic carbonate systems of Australasia, 219-242.

Elmer, F., Rogers, J.S., Dunbar, R.B., Monismith, S.G., Bell, J.J., Gardner, P.A., 2016. Influence of localised currents, benthic community cover and composition on coral recruitment: integrating field-based observations and physical oceanographic modelling. Proceedings of the 13th International Coral Reef Symposium, Honolulu, 101-142.

Groeneveld, J., Henderiks, J., Renema, W., McHugh, C.M., De Vleeschouwer, D., Christensen, B.A., Fulthorpe, C.S., Reuning, L., Gallagher, S.J., Bogus, K., Auer, G., Ishiwa, T., 2017. Australian shelf sediments reveal shifts in Miocene Southern Hemisphere westerlies. Science Advances 3, DOI 10.1126/sciadv.1602567.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. Soc. econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 42, 71 - 108.

Harii, S., Kayanne, H., 2002. Larval Settlement of Corals in Flowing Water using a Racetrack Flume. Marine Technology Society Journal 36, 76-79.

Hata, T., Madin, J.S., Cumbo, V.R., Denny, M., Figueiredo, J., Harii, S., Thomas, C.J., Baird, A.H., 2017. Coral larvae are poor swimmers and require fine-scale reef structure to settle. Scientific Reports 7, 2249, DOI 10.1038/s41598-017-02402-y.

Isern, A., Anselmetti, F.S., Blum, P., 2004. A Neogene carbonate platform, slope and shelf edifice shaped by sea level and ocean currents, Marion Plateau (Northeast Australia). in: Eberli, G.P., Masaferro, J.L., Sarg, J.F. (Eds.), Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems., 291-307.

James, N.P., 1997. The cool-water carbonate depositional realm. in: James, N.P., Clarke, J.A.D. (Eds.), Cool-water carbonates, Soc. econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 56, 1-20.

John, C.M., Mutti, M., 2005. Relative Control of Paleoceanography, Climate, and Eustasy over Heterozoan Carbonates: A Perspective from Slope Sediments of the Marion Plateau (ODP LEG 194). Journal of Sedimentary Research 75, 216-230.

Katz, M.E., Miller, K.G., 1993. Neogene subsidence along the Northeastern Australian margin: Benthic foraminiferal evidence. Proc. Ocean Drill. Proj., Sci. Results 133, 75-92.

Ling, A., Eberli, G.P., Swart, P.K., Reolid, J., Stainbank, S., Rüggeberg, A., Betzler, C., 2021. Middle Miocene platform drowning in the Maldives associated with monsoon-related intensification of currents. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 567, 110275, DOI 10.1016/j.palaeo.2021.110275.

McNeil M.A., Nothdurft L.D., Dyriw N.J., Webster J.M., Beaman R.J., 2021. Morphotype differentiation in the Great Barrier Reef Halimeda bioherm carbonate factory: Internal architecture and surface geomorphometrics. Depos Rec 7:176–199

Miller, K.G., Browning, J.V., Schmelz, W.J., Kopp, R.E., Mountain, G.S., Wright, J.D., 2020. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. Science Advances 6, eaaz1346, DOI 10.1126/sciadv.aaz1346.

Müller, R.D., Lim, V.S.L., Isern, A.R., 2000. Late Tertiary tectonic subsidence on the northeast Australian passive margin: response to dynamic topography? Marine Geology 162, 337-352.

Mullins, H.T., Neumann, A.C., Wilber, R.J., Hine, A.C., Chinburg, S.J., 1980. Carbonate sediment drifts in Northern Straits of Florida. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 64, 1701-1717.

Rankey, E.C., 2020. Eustatic, Climatic, and Oceanographic Influences on Geomorphology and Architecture of Isolated Carbonate Platforms: Miocene, Northwest Shelf, Australia. Lithosphere 2020, 8844754, DOI 10.2113/2020/8844754.

Reolid, J., Betzler, C., Braga, J.C., Lüdmann, T., Ling, A., Eberli, G.P., 2020. Facies and geometry of drowning steps in a Miocene carbonate platform (Maldives). Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 538, 109455, DOI 10.1016/j.palaeo.2019.109455.

Reolid, J., Bialik, O.M., Lindhorst, S., Eisermann, J.O., Petrovic, A., Hincke, C., Beaman, R.J., Webster, J.M., Betzler, C., 2024. A new type of Halimeda bioherm on the Queensland Plateau, NE Australia. Coral Reefs.

Schlager, W., 2003. Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. Int. J. Earth Sci. 92, 445-464.

Thronberens, S., Back, S., Bourget, J., Allan, T., Reuning, L. 2022. 3D seismic-chronostratigraphy of reefs and drifts in the Browse Basin, NW Australia. GSA Bulletin 134, 3155-3175.

Wolanski E., Drew E., Abel K.M., O'Brien J., 1988. Tidal jets, nutrient upwelling and their influence on the productivity of the alga Halimeda in the Ribbon Reefs, Great Barrier Reef. Estuar Coast Shelf Sci 26:169–201

Wunsch, M., Betzler, C., Eberli, G.P., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J.J.G., 2018. Sedimentary dynamics and high-frequency sequence stratigraphy of the southwestern slope of Great Bahama Bank. Sedimentary Geology 363, 96-117.

## II.2 Positionen des zahlenmäßigen Nachweises

Der zahlenmäßige Nachweis wird durch die Drittmittelverwaltung der Universität Hamburg separat übermittelt.

## II.3 Notwendigkeit und Angemessenheit der geleisteten Arbeit

Alle durchgeführten Arbeiten waren zum Erlangen der abgesteckten Ziele notwendig und in diesem Rahmen angemessen.

## II.4 Verwertbarkeit der Ergebnisse

Die Resultate der Arbeiten sind alle im Bereich der Grundlagenforschung angesiedelt und finden daher Eingang in wissenschaftliche Publikationen. Unsere Arbeiten haben dabei – wie bei der Antragstellung und vor der Ausfahrt SO292 geplant – konkret Beiträge zu den im Folgenden genannten Themen erbracht. Wir gehen davon aus, dass sie bei zukünftigen Betrachtungen der Dynamik von Karbonatplattformen und deren sequenzstratigraphischer Erfassung Beachtung finden werden.

- Die im Vorhaben realisierten Resultate zeigen auf, wie eine Karbonatplattform während des Miozäns auf den globalen Klimatrend reagiert. Die Intensivierung der windgesteuerten ozeanischen Oberflächenströmungen beeinflusste dabei die neritische Karbonatproduktion und die Sedimentation um die Plattform in der Art, dass diese partiell ertrank. Die zeitliche Koinzidenz der von uns auf dem Queensland Plateau

aufgezeigten Entwicklung mit denen von anderen Karbonatplattformen aufgezeigten Umschwünge lassen die Aussage zu, dass hier ein globales Signal zu beobachten ist.
- Die Bioherme im Inneren einer mesophotischen Karbonatplattform wurden anhand von hydroakustischen und sedimentologischen Daten charakterisiert.
- Das Verständnis des Zerfallens einer Karbonatplattform wurde durch unsere Studie zur Tregrosse Bank verbessert, vor allem in Bezug auf die Frage wie unterschiedliche Prozesse interagieren.

## II.5 Fortschritte bei anderen Stellen

Keine bekannt.

## II.6 Erfolgte oder geplante Veröffentlichungen

***Erfolgt***

Betzler, C., Hübscher, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Hincke, C., Beaman, R.J., Webster, J.M., 2024a. Seismic stratigraphic and sedimentary record of a partial carbonate platform drowning, Queensland Plateau, north-east Australia. Marine Geology 470, 107255. doi.org/10.1016/j.margeo.2024.107255.

Betzler, C., Lindhorst, S., Hincke, C., Eisermann, J.O., Bialik, O.M., Petrovic, A., Reolid, J., Beaman, R.J., Webster, J.M., Lüdmann, T., Hübscher, C., 2024b. Dismantling of an isolated tropical carbonate platform through flank collapse and canyon erosion, Coral Sea, Northeast Australia. Marine Geology 475, 107361. 10.1016/j.margeo.2024.107361.

Reolid, J., Bialik, O.M., Lindhorst, S., Eisermann, J.O., Petrovic, A., Hincke, C., Beaman, R.J., Webster, J.M., Betzler, C., 2024. A new type of Halimeda bioherm on the Queensland Plateau, NE Australia. Coral Reefs. 10.1007/s00338-024-02500-0.

***Geplant bzw. in Bearbeitung***

Lindhorst, S., Betzler, C., Lüdmann, T., Hübscher, C. et al. Calciclastic, low-gradient deep-water channels of the Queensland Plateau (Coral Sea, NE Australia).